

03095



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS DE ESTRATEGIAS DE MANEJO
INTEGRAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA
MEDIANTE MODELACIÓN DE FLUJO:
CUENCA DE LA INDEPENDENCIA,
GUANAJUATO, MÉXICO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS
(AGUAS SUBTERRÁNEAS)
P R E S E N T A:
IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

ASESOR: DR. JAIME M. GÁRFIAS SOLIZ



MÉXICO, D.F.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo receptor 2005
NOMBRE: _____
FECHA: _____
FIRMA: _____

m 343843



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



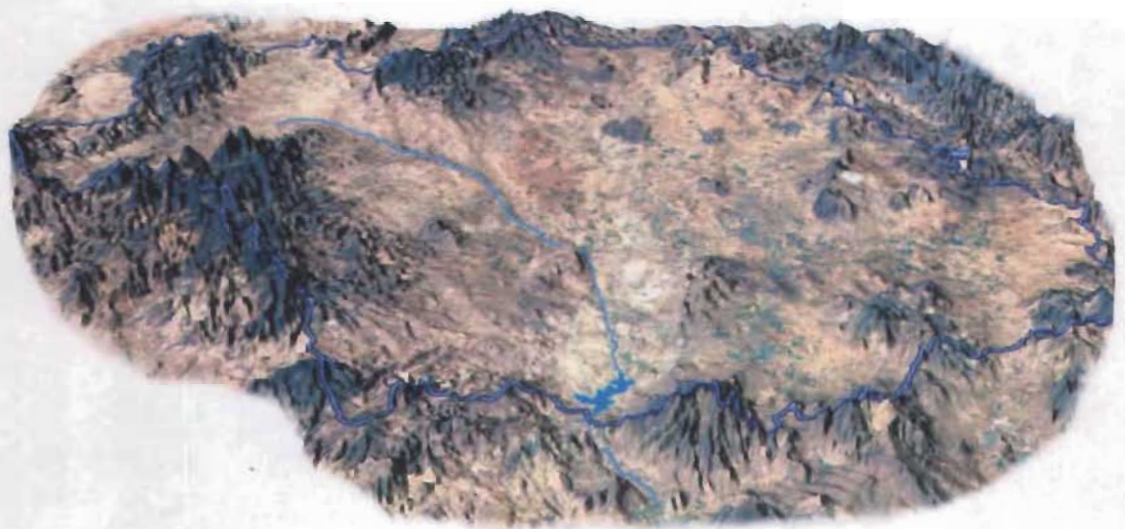
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**ANÁLISIS DE ESTRATEGIAS DE MANEJO INTEGRAL DEL AGUA
SUBTERRÁNEA MEDIANTE MODELACIÓN DE FLUJO: CUENCA
DE LA INDEPENDENCIA, GUANAJUATO, MÉXICO**



*“Todos los ríos van a la mar,
y la mar no se hinche;
al lugar de donde los ríos vinieron,
ahí tornan para correr de nuevo”
Eclesiastés 1;7 (977 a.C.)*

DEDICATORIA

A Mariana y a Daniela...por ser motivos de mi vida!!!,
ante la imposibilidad de
reintegrarles esos años de infancia
escamoteados a la convivencia,
descanso y recreación con la
excusa de “Estoy haciendo la
tesis”

A Martha, por tu amor, comprensión y sobre todo... paciencia!!!

A Lupita, por tu amor y por tus consejos

A mis hermanos, Juan y Maty,
por su cariño y apoyo

A la memoria de
Manuel, mi padre

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las dos grandes instituciones que han forjado mi carrera profesional: la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL).

El apoyo económico durante el trabajo doctoral fue otorgado mediante una beca del Programa de Mejoramiento del Profesorado (PROMEP) de la Secretaría de Educación Pública. Asimismo, agradezco al Dr. Dirk Masuch Oesterreich por el apoyo otorgado a través del proyecto CONACyT (N. Ref. R32481-T).

Agradezco al Dr. Luca Ferrari Pedraglio, director del Centro de Geociencias (CEGEO) de la UNAM por brindarme su apoyo y las facilidades necesarias durante mi estancia en Juriquilla, Querétaro. Al Dr. Héctor de León Gómez, director de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL por su disposición y las gestiones realizadas ante la UANL. Al M.C. Carlos Solís Moreno, director del Centro Interamericano de Recursos de Agua (CIRA) de la Universidad Autónoma del Estado de México por las atenciones prestadas durante mis visitas.

Mi reconocimiento a los siguientes organismos y personas por brindarme la información necesaria, ya que sin ella no hubiese sido posible la realización del presente trabajo: a la Comisión Nacional del Agua, Gerencia Regional Celaya (CNA – Celaya); la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (CEAG) especialmente al M.C. Ricardo Sandoval Minero y al Ing. José Luis Cruz José; al Centro de Información de la Cuenca Lerma-Chapala (CICLCh); a los Consejos de Desarrollo Regional Norte y Noreste de Guanajuato (CODEREG y CODERNORTE); a los Comités Técnicos de Agua Subterránea (Laja y Laguna Seca).

Mi profunda gratitud al Dr. Jaime M. Gárfias Soliz por brindarme su confianza y fungir como director del trabajo doctoral. Por tu paciencia, comentarios, profesionalismo y gran calidad humana, ¡¡¡Gracias, Jaime!!!.

Este trabajo ha sido mejorado sustancialmente gracias a la minuciosa revisión hecha por el Dr. Javier Z. Castellanos Ramos (Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, INIFAP-Campus Celaya), quien fungió como Revisor Externo y por los miembros del Comité de Revisión integrado por el Dr. José Jorge Aranda Gómez, Dr. Oscar Escolero Fuentes, Dr. Jaime Alejandro Carrillo Chávez, Dra. Birgit Steinich y el Dr. Rafael Huizar Álvarez. Gracias por sus valiosos comentarios, sugerencias y por formar parte de mi comité.

A lo largo de esta etapa de formación en mi vida, recibí la cálida mano amiga y grandes muestras de amistad de esos ángeles sin alas, llamados amigos que me hicieron apreciar aún más el valor de la amistad y me alentaron a concluir este trabajo. A todos ellos, gracias por compartir conmigo los gratos momentos y acompañarme en mis momentos difíciles y tristes.

A mis compañeros y amigos de la F.C.T., Fernando Velasco, Manuelita González, Cosme Pola, Juan Alonso Ramírez, Juan Carlos Montalvo: Gracias por su apoyo y generosa ayuda!. A Don Roberto Villarreal, gracias por esas charlas tan amenas.

A mis amigos de la UNAM que me hicieron más agradable mi estancia y me brindaron su confianza, Aarón Gutiérrez, Soledad Medina, Amabel Ortega, Teresa Orozco, Dora Carreón, Mariano Cerca, Jesús Silva, Carlos Vargas, Eloisa Domínguez, Eduardo Alanís, Mireya Maples, Dionisio León, Juan Manuel López, Magda Marino, Malú, Oscar Carranza, Jürgen Mahlkecht, Hilda Cerroblanco, Gonzalo Huerta, Luis Aguilar, Francisco Urrutia, Rodolfo Díaz y Claudia Romero. Que Dios les bendiga siempre!.

A Ramiro Guajardo, Fernando García y Elvis Hernández, gracias por apoyarme. Agradezco también a la familia Vargas Cabrera por su generosidad y finas atenciones durante mis estancias en la Ciudad de México.

Finalmente, pero no menos importante, expreso mi gratitud a todos los miembros de nuestras familias que nos apoyaron a mí, a mi esposa y a mis hijas, de una manera incondicional. Les agradezco sus muchas muestras de cariño y su solidaridad en esta etapa de nuestras vidas.

RESUMEN

El agua subterránea constituye la principal fuente de abastecimiento en la Cuenca de la Independencia (CI), Guanajuato, México, en las últimas décadas esta situación ha inducido la sobreexplotación de sus acuíferos generando a su vez una compleja problemática ambiental y socioeconómica. Considerando este problema, se presentan diversos aspectos relacionados con la explotación y manejo del agua subterránea en una cuenca semi-árida sobreexplotada con el fin de obtener una propuesta de manejo integral, que permita una explotación adecuada y duradera del recurso hidráulico. Se aplican metodologías para mejorar el conocimiento del sistema hidrogeológico y se utiliza la modelación de flujo para evaluar la respuesta a las alteraciones inducidas por el bombeo excesivo. El trabajo comprende una caracterización hidroestratigráfica obtenida a partir de información geológica, geofísica e hidráulica para conocer la configuración espacial de los acuíferos y la distribución de sus propiedades hidráulicas. El análisis de las evidencias y manifestaciones del flujo subterráneo se utiliza para describir las características del régimen hidrogeológico en condiciones naturales. Se aplica un modelo numérico tridimensional de flujo en estado estacionario para reproducir las condiciones del agua subterránea previas a la explotación. Asimismo, el modelo numérico en estado transitorio permite evaluar los efectos históricos y futuros de la extracción. Se analizan las demandas históricas del agua subterránea para todos los usuarios del agua y se proyectan demandas futuras bajo diferentes escenarios climáticos y tendencias en el crecimiento demográfico y desarrollo económico. Los resultados indican que la CI representa un sistema hidrogeológico integrado por dos acuíferos: uno granular y otro fracturado, a través de los cuales operan tres sistemas de flujo hidrodinámicamente libres e inducidos por la fuerza de gravedad. Las evidencias y manifestaciones sugieren que en el pasado existían condiciones de mayor disponibilidad de agua. El tiempo promedio de tránsito del agua en los acuíferos es de ~6,000 años y se requiere casi el doble para que el agua recargada en los bordes de la cuenca circule hasta las zonas de descarga. La magnitud de la recarga es baja y representa aproximadamente el 8 % del total de la precipitación. Durante los últimos 50 años, la extracción intensiva ha explotado gran parte del agua que fue recargada y almacenada durante miles de años. El análisis de la evolución del balance hidrogeológico demuestra que la explotación se ha hecho durante los últimos 30 años a expensas del recurso almacenado y las consecuencias son evidentes. Las condiciones climatológicas semi-áridas, la limitada renovabilidad el recurso hidráulico y las bajas tasas de recarga hacen de la CI un sistema altamente vulnerable. Los escenarios de la situación futura del agua subterránea demandan la adopción urgente de medidas efectivas para reducir la extracción y manejar adecuadamente el recurso. Se concluye que el criterio tradicionalmente empleado para la explotación del agua subterránea basado en la relación recarga/extracción carece de validez, por lo que se plantea la necesidad de revisar los criterios de manejo. El análisis de la disponibilidad basada en los volúmenes de captación tendría profundas implicaciones en el manejo de otras cuencas semi-áridas, donde la explotación intensiva ya ha alterado el equilibrio hidrogeológico.

ABSTRACT

The groundwater constitutes the main source of water supply in the Cuenca de la Independencia (CI), Guanajuato, Mexico, in the last decades this situation has induced the overexploitation of their aquifers and has generated a complicated environmental and socioeconomic problematic. Taking into consideration this problem, diverse aspects related to the exploitation and groundwater management in an overexploited semi-arid basin are presented in order to obtain a comprehensive management scheme, that allows a rational and long-term exploitation of the hydraulic resource. Diverse methodologies are applied to improve the hydrogeologic system understanding and groundwater flow modelling approach is used to evaluate the response to the alterations induced by the excessive pumping. The work includes a hydrostratigraphic characterization obtained by geological, geophysical, and hydraulic information that give insight into the aquifer spatial configuration and its hydraulic properties distribution. The analysis of the evidences and manifestations of groundwater flow is used to describe the hydrogeologic regime characteristics in natural conditions. A three-dimensional flow numerical model in steady-state is applied to reproduce the groundwater conditions prior to the exploitation. Also, the numerical model in transient state allows to evaluate the historical and future groundwater extraction effects on the hydrogeologic regime. The groundwater historical demands for all users of water are analyzed and future demands under different climatic scenarios and population growth and economic development trends are projected. The results indicate that the CI represents a hydrogeologic system integrated by two aquifers: one granular and the other fractured, through which three flow systems operate hydrodynamically unconfined and induced by gravity force. The evidences and manifestations suggest that higher water availability existed in the past. The mean transit time of water in the aquifers is about 6,000 years and almost double is required for water recharged in the basin borders to flow and reach discharge zones. The recharge rate is low and represents approximately 8 % of the total rainfall. During the last 50 years, the intensive extraction has been done mainly from water recharged and stored during millennia. The water budget evolution analysis demonstrates that the extraction during the last 30 years has been on the expense of the stored resource and consequences are evident. The semi-arid climatologic conditions, the limited ability to renew the hydraulic resource and the recharge low rates make the CI a highly vulnerable system. The future groundwater situation scenarios demand compulsory urgent actions to reduce the overexploitation and improve the resource management. It is demonstrated that the criteria traditionally used for groundwater management based on the recharge/extraction ratio lacks validity. Therefore, it is necessary to review the management criteria. The groundwater availability analysis based on the capture volumes would have profound implications for the management of other semi-arid basins, where the intensive exploitation has already altered the hydrogeologic balance.

CONTENIDO

RESUMEN	<i>i</i>
ABSTRACT.....	<i>ii</i>
CONTENIDO.....	<i>iii</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>viii</i>
LISTA DE TABLAS.....	<i>xvii</i>

CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES	1
1.2. SITUACIÓN DE LOS RECURSOS HIDRÁULICOS EN MÉXICO	5
1.3. PROBLEMÁTICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CI	6
1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN.....	8
1.5. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	9

CAPÍTULO II - GENERALIDADES

2.1. LOCALIZACIÓN	12
2.2. VÍAS DE COMUNICACIÓN.....	12
2.3. FISIOGRAFÍA	13
2.3.1. OROGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA.....	13
2.3.2. HIDROGRAFÍA.....	15
2.3.3. CLIMATOLOGÍA	17
2.3.4. SUELOS.....	18
2.3.5. VEGETACIÓN.....	18

CAPÍTULO III - HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

3.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	19
3.2. HIDROMETRÍA	21
3.3. BALANCE HIDROLÓGICO SUPERFICIAL	22

CAPÍTULO VI MODELO NUMÉRICO EN ESTADO ESTACIONARIO

6.1. INTRODUCCIÓN.....	82
6.2. ECUACIONES QUE GOBIERNAN EL SISTEMA DE FLUJO Y SELECCIÓN DEL CÓDIGO NUMÉRICO	83
6.3. DISEÑO DEL MODELO.....	85
6.3.1. DOMINIO Y DISCRETIZACIÓN.....	85
6.3.2. INCORPORACIÓN DE LA HIDROESTRATIGRAFÍA Y PROPIEDADES HIDRÁULICAS.....	86
6.3.3. CONDICIONES DE FRONTERA	89
6.3.3.1. Recarga.....	89
6.3.3.2. Evapotranspiración.....	91
6.3.3.3. Ríos	92
6.3.3.4. Cuerpos de agua superficial	92
6.4. CONDICIONES INICIALES.....	92
6.5. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN	93
6.5.1. CALIBRACIÓN.....	93
6.5.1.1. Estrategia de simulación y criterio de calibración	93
6.5.1.2. Estimación de parámetros	94
6.5.2. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	94
6.5.3. LIMITACIONES DEL MODELO	96
6.5.4. DIRECCIONES DEL FLUJO SUBTERRÁNEO Y DISTRIBUCIÓN DE CARGAS HIDRÁULICAS.....	97
6.5.5. TIEMPO PROMEDIO DE TRÁNSITO	100
6.5.6. BALANCE DE AGUA SUBTERRÁNEA.....	104
6.5.6.1. Balance en la Cuenca	104
6.5.6.1. Balance por Subcuencas.....	104
6.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO	106

CAPÍTULO VII – ANÁLISIS DE LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

7.1. INTRODUCCIÓN.....	108
7.2. ANÁLISIS DE APROVECHAMIENTOS DE AGUA SUBTERRÁNEA	109
7.2.1. DESARROLLO HISTÓRICO DEL NÚMERO DE APROVECHAMIENTOS	109
7.2.2. CLASIFICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE APROVECHAMIENTOS.....	112
7.3. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA EXTRACCIÓN	114
7.3.1. CAUDALES DE EXTRACCIÓN	114
7.3.2. CAUDALES ESPECÍFICOS.....	115
7.3.3. VOLÚMENES HISTÓRICOS DE EXTRACCIÓN	116
7.3.4. DEMANDA SECTORIAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA	118
7.4. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA	119
7.4.1. PERÍODO 1950 - 1970	119

7.4.2. PERÍODO 1971 - 1981	123
7.4.3. PERÍODO 1982 - 1992	126
7.4.4. PERÍODO 1993 - 2000	129
7.4.5. DESCENSO PIEZOMÉTRICO REGIONAL	132
7.5. EFECTOS DE LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LAS CONDICIONES DEL FLUJO	134
7.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO	135

CAPÍTULO VIII – MODELO NUMÉRICO EN ESTADO TRANSITORIO

8.1. INTRODUCCIÓN	136
8.2. FORMULACIÓN DEL MODELO	137
8.2.1. PROPIEDADES HIDRÁULICAS	137
8.2.1.1. Rendimiento y Almacenamiento Específico	137
8.2.2. CONDICIONES DE FRONTERA	138
8.2.3. CONDICIONES INICIALES	139
8.2.4. DISCRETIZACIÓN TEMPORAL	139
8.2.5. CALENDARIZACIÓN DE LAS EXTRACCIONES	140
8.2.6. ESTRATEGIA DE SIMULACIÓN	141
8.3. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN TRANSITORIA	141
8.3.1. CONFIGURACIONES PIEZOMÉTRICAS CALCULADAS	141
8.3.2. AJUSTE DE PARÁMETROS Y CALIBRACIÓN	146
8.3.3. BALANCE DE AGUA SUBTERRÁNEA	146
8.3.3.1. Balance a Nivel de Cuenca	146
8.3.3.2. Balance a Nivel de Subcuenca	149
8.3.3.3. Evolución de los Componentes del Balance	154
8.4. SUSTENTABILIDAD Y TASAS DE EXTRACCIÓN SUSTENTABLE	156
8.5. EXPLOTACIÓN SOSTENIBLE VS. EXPLOTACIÓN SUSTENTABLE	158
8.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO	162

CAPÍTULO IX - PROYECCIÓN Y ANÁLISIS DE ESCENARIOS DE LA SITUACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

9.1. INTRODUCCIÓN	164
9.2. BASES Y CRITERIOS PARA LA DEFINICIÓN DE ESCENARIOS	165
9.2.1. HORIZONTES DE PROYECCIÓN DE ESCENARIOS	165
9.2.2. ANÁLISIS DE TENDENCIAS Y PROYECCIONES	165
9.2.2.1. Clima	165
9.2.2.2. Crecimiento Demográfico	168
9.2.2.3. Desarrollo Económico	173
9.3. ESTABLECIMIENTO DE ESCENARIOS	184
9.3.1. ESCENARIO ACC	185

9.3.2. ESCENARIO <i>BBC</i>	186
9.3.3. ESCENARIO <i>BBB</i>	186
9.3.4. ESCENARIO <i>BBA</i>	186
9.3.5. ESCENARIO <i>CAA</i>	186
9.4. ANÁLISIS DE ESCENARIOS	187
9.4.1. EVOLUCIÓN DEL RÉGIMEN HIDROGEOLÓGICO	187
9.4.2. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA.....	190
9.5. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO	196

CAPÍTULO X - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

10.1. CONCLUSIONES	198
10.2. RECOMENDACIONES	200

BIBLIOGRAFÍA	204
---------------------------	-----

LISTA DE FIGURAS

	Página
CAPÍTULO II	
Fig. 2.1. Localización de la CI, Guanajuato, México	13
Fig. 2.2. Rasgos geomorfológicos de la CI, Guanajuato, México	14
Fig. 2.3. Orografía y drenaje superficial de la CI, Guanajuato, México.....	16
Fig. 2.4. Distribución de climas en la CI. En el suroeste predomina el clima semicálido (<i>A</i>), templado subhúmedo (<i>C</i>) en las zonas altas y seco o árido (<i>BS</i>) en las porciones bajas del norte de la región. Se presenta también la distribución de isoyetas medias anuales y la ubicación de las estaciones climatológicas.....	17
CAPÍTULO III	
Fig. 3.1. Cuenca Lerma-Chapala, mostrando las 19 divisiones hidrológicas o subcuencas.....	20
Fig. 3.2. Escurrimiento medio mensual del Río Laja determinado en la estación hidrométrica Begonia II.....	22
Fig. 3.3. Balance hidrológico superficial (los volúmenes están expresados en $Mm^3/año$).....	24
CAPÍTULO IV	
Fig. 4.1. Ubicación de la CI en la intersección de las provincias PVSMO, FVTM y SMOr. Los límites de las provincias son transicionales lo que ha dado lugar a una amplia diversidad de rocas. El hachurado rojo muestra la	

provincia fisiográfica de la Mesa Central, MC (los límites de las provincias geológicas son tomados de Ortega-Gutiérrez et al., 1992).	27
Fig. 4.2. Fallamiento cenozoico extensivo en la CI, mostrando tres direcciones principales: N-S (FSMA, Falla San Miguel de Allende; FQN, Falla Querétaro Norte; FPZ, Falla Pozos; FLS, Falla Laguna Seca; FEC, Falla El Cubo; FDM, Falla Doctor Mora), NE-SW (FSF, Falla San Felipe; FSB, Falla Santa Bárbara; FALD, Falla Aldana; FLG, Falla La Gloria; FPH, Falla Palo Huérfano; FLJ, Falla La Joya) y NW-SE (FBAJ, Falla Bajío; FVM, Falla Veta Madre; FLQ, Falla La Quemada; FSLPZ, Falla San Luis de la Paz), (modificado de Alanis-Ruiz, 2000)..	34
Fig. 4.3. Carta geológica de la Cuenca de la Independencia, Guanajuato, México (modificado de Alanis-Ruiz, 2002)..	51
Fig. 4.4. Secciones geológicas esquemáticas (modificado de Alanis-Ruiz, 2002)..	52
 CAPÍTULO V 	
Fig. 5.1. Sección hidroestratigráfica esquemática que va desde la parte central del graben de Laguna Seca (sondeo 220) hasta la ciudad de Doctor Mora (sondeo 201). Nótese que el espesor del acuífero granular está determinado por el control estructural en la cuenca (Modificado de UNAM-CODER, 2000)..	56
Fig. 5.2. Distribución de unidades hidroestratigráficas y espesores del acuífero granular en la CI (Modificado de UNAM-CODER, 2000).	57
Fig. 5.3. Representación tridimensional de la base del acuífero granular, vista hacia el norte. Los colores corresponden a las profundidades señaladas en la figura anterior.....	58
Fig. 5.4. Distribución de la conductividad hidráulica y ubicación de los sitios de pruebas de bombeo.	60
Fig. 5.5. Representación esquemática de la distribución de flujo del agua subterránea (sistema local, intermedio y regional), con algunas condiciones hidrogeológicas típicas, así como fenómenos y manifestaciones naturales asociadas a un ambiente de flujo por gravedad (modificado de Tóth, 1999).	62

Fig. 5.6. Disciplinas y métodos empleados como fuentes de información para establecer el régimen hidrogeológico bajo condiciones naturales en la CI, Guanajuato, México.....	64
Fig. 5.7. Redes complicadas de drenaje superficial formando meandros. Estas corrientes atravesaban la planicie de Laguna Seca en la porción centro-oriental de la cuenca, donde actualmente predominan condiciones climáticas semiáridas.	66
Fig. 5.8. Localidades fosilíferas y ubicación de asentamientos prehispánicos pertenecientes a la “Cultura Media del Laja” durante los siglos II a.C. al XII d.C. Los rasgos como la ciudad de San Miguel de Allende, la presa Ignacio Allende y las vías de comunicación son mostrados solamente como referencia.	68
Fig. 5.9. Mapa de la porción occidental de la CI, conocido como “Pintura de San Miguel y San Felipe” que data de 1580. (1) San Miguel de Allende, (2) San Felipe, (3) Río Laja, (4) “Camino de la Plata”, (5) manantiales, (6) bosques de encinos y pinos, (7) Altepec o “cerro de agua”, (8) Batán o molino impulsado por agua. El mapa original mide 82 x 61 cm.	71
Fig. 5.10. Antiguos aprovechamientos en la CI durante la época colonial. En el pozo superior la extracción se realizaba manualmente a mediados del siglo XIX (Hacienda del Carmen, NE de Dolores Hidalgo). En el pozo inferior se empleaba la fuerza animal para la extracción, durante los siglos XVII al XIX (Hacienda de Jesús, NW de San Luis de la Paz).....	72
Fig. 5.11. Distribución de manantiales con respecto a la altura y distancia al parte-aguas. La mayor parte de los manantiales son fríos y estacionales abastecidos por sistemas de flujo local (L); mientras que los manantiales que descargan sistemas más profundos (I, R) son termales y con descargas prácticamente constantes durante el año. La mayor densidad de manantiales ocurre en la intersección de ambos acuíferos. ...	74
Fig. 5.12. Manantial de Tequisquiapan, ubicado en el centroide de la cuenca donde convergen los tres sistemas de flujo. El manantial descargaba volúmenes importantes pero comenzó a secarse a mediados de los años 70’s. El brocal mide 15 x 15 m.....	75
Fig. 5.13. Dominio de los sistemas de flujo de agua subterránea y zonas de manifestaciones.....	78
Fig. 5.14. Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico en la CI y zonas aledañas. El flujo subterráneo es un sistema clásico inducido por gravedad. El flujo es generado en los bordes de la cuenca y descarga en	

su parte más baja, describiendo patrones definidos y produciendo manifestaciones en superficie.	79
--	----

CAPÍTULO VI

Fig. 6.1. Volumen elemental representativo a través del cual fluye agua subterránea con un caudal, Q , en direcciones colineales a un sistema cartesiano de referencia. Las condiciones del flujo están establecidas para un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico.....	83
Fig. 6.2. Dominio y discretización del modelo numérico para la CI. La línea delgada de color azul representa el límite de la cuenca y la línea roja, el límite entre los dos acuíferos. Dentro de la región activa del flujo se representan también condiciones de frontera como el Río Laja (línea más gruesa en color azul) y la frontera de carga general, GHB (línea en color púrpura).	86
Fig. 6.3. Bloque mostrando la incorporación de la hidroestratigrafía en el modelo numérico tridimensional, en color gris se presenta la base del modelo y/o del acuícludo. La capa roja es la base del acuífero fracturado y la capa celeste es la base del acuífero granular. Nótese que el espesor de sedimentos granulares obedece a un control estructural. La vista es hacia el noroeste.	87
Fig. 6.4. Distribución de la conductividad hidráulica y valores inicialmente asignados en el modelo numérico. La figura a) se refiere al acuífero granular y la b) al acuífero fracturado.	88
Fig. 6.5. Distribución espacial de la recarga en la CI, obtenida mediante el método de balance de cloruros. Las mayores tasas de recarga ocurren en el occidente y sur de la cuenca siguiendo los patrones climáticos. Las tasas de recarga más bajas se determinaron en el norte y noreste de la zona de estudio (modificado de Mahlknecht et al., 2004b).	90
Fig. 6.6. Distribución espacial de la evapotranspiración en la CI calculada con el método de Turc (1961). Las mayores tasas evapotranspirativas corresponden a la porción meridional de la Sierra de Guanajuato y la Sierra de Pozos.	91
Fig. 6.7. Gráfica mostrando las cargas hidráulicas observadas vs. cargas hidráulicas calculadas (msnm) para la calibración en estado estacionario. La línea continua es la línea de ajuste obtenida mediante regresión lineal por mínimos cuadrados para los puntos de calibración. Se indica	

también el coeficiente de correlación lineal (R^2) y el error cuadrático medio (RMS).....	93
Fig. 6.8. Análisis de sensibilidad para la calibración del modelo numérico, con la variación de las propiedades hidráulicas (conductividad) y las condiciones de frontera (recarga y evapotranspiración). El efecto de la variación de estos parámetros sobre el residual está en la proporción 4:2:1. El punto central (variación 0) representa el modelo calibrado.....	96
Fig. 6.9. Distribución de cargas hidráulicas obtenidas con el modelo numérico en estado estacionario. Véase el nombre de las subcuencas en la Tabla 6.3..	98
Fig. 6.10. Sección de flujo subterráneo orientada W-E pasando por el centroide de la cuenca. La sinuosidad topográfica y la distribución hidroestratigráfica determinan la geometría de los sistemas de flujo que describen patrones locales, intermedios y regionales. En la parte más baja del perfil convergen tres sistemas de flujo subterráneo, que presentan una componente principalmente ascendente (para localización ver figura 6.9).....	99
Fig. 6.11. Sección de flujo subterráneo orientada N-S mostrando la importancia de las zonas de descarga, la izquierda es alimentada por un sistema de flujo local y la derecha ocupa casi el 40 % de la sección. En esta zona, las descargas de los tres sistemas de flujo generan una diversidad de manifestaciones en superficie como manantiales, suelos salinos, depósitos minerales, etc. (para localización ver figura 6.9).	100
Fig. 6.12. Trayectorias de partículas conservativas obtenidas mediante trazado inverso. Los indicadores sobre las líneas de trazado corresponden a 1,000 años de tránsito. Se muestran también la ubicación de las muestras datadas radiométricamente con ^{14}C reportadas por Mahlkecht (2003). Los mínimos y máximos recalculados con PHREEQC corresponden a los extremos en la notación, el número entre paréntesis es el valor calculado con NETPATH. Los valores están expresados en miles de años antes del presente.....	103

CAPÍTULO VII

Fig. 7.1. Desarrollo histórico del número de aprovechamientos para el período comprendido de 1950 al año 2000 en la CI. Las tasas de incremento en el número de perforaciones están influenciadas por el aspecto económico principalmente y, de continuar esta tendencia, se estima que para el año 2010 el número de aprovechamientos será cercano a 3,000. ..	111
---	-----

Fig. 7.2. Distribución de aprovechamientos activos e inactivos (año 2000).....	113
Fig. 7.3. Distribución de aprovechamientos clasificados de acuerdo al tipo.	113
Fig. 7.4. Distribución de aprovechamientos clasificados de acuerdo al uso agrícola, doméstico, industrial, pecuario y recreativo.....	114
Fig. 7.5. Volumen anualmente extraído durante los últimos 50 años en la CI. La tendencia observada durante el período de 1970 al 2000 está representada por la línea continua y la tendencia proyectada es mostrada con línea punteada. La intersección de las líneas de tendencia del volumen extraído y la recarga media, calculada con el modelo numérico en estado estacionario, confirma que desde 1983 las extracciones son superiores a la recarga total. Se muestran también los volúmenes extraídos por región.	117
Fig. 7.6. Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1970.....	120
Fig. 7.7. Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1970.....	122
Fig. 7.8. Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1981.....	124
Fig. 7.9. Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1981.....	125
Fig. 7.10. Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1992.....	127
Fig. 7.11. Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1992.....	128
Fig. 7.12. Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año 2000.	130
Fig. 7.13. Distribución de la profundidad al nivel estático en el año 2000.....	131
Fig. 7.14. Comportamiento piezométrico regional mostrando una tendencia generalizada de descenso en la CI para el período comprendido de 1970 a 2000. Nótese que las mayores tasas de abatimiento se presentaron durante el período 1981 a 1992 en las regiones de Laguna Seca, San José Iturbide – Doctor Mora, Dolores Hidalgo y San Felipe.	133

CAPÍTULO VIII

Fig. 8.1. Caudales medios de extracción diaria utilizados para la programación de las extracciones en el modelo numérico.	140
--	-----

Fig. 8.2. Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1970.....	142
Fig. 8.3. Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1981.....	143
Fig. 8.4. Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1992.....	144
Fig. 8.5. Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año 2000.	145
Fig. 8.6. Gráficas de calibración para los períodos transitorios modelados correspondientes a los años: a) 1970, b) 1981, c) 1992 y d) 2000. La línea continua es la línea de ajuste obtenida mediante regresión lineal por mínimos cuadrados. Se indica además el coeficiente de correlación lineal (R^2) y el error cuadrático medio (RMS).	147
Fig. 8.7. Evolución de los componentes del balance hidrogeológico obtenidos con el modelo numérico en estado transitorio. El bombeo a través de pozos llega a ser el principal componente de las salidas y se realiza principalmente con cargo al almacenamiento de los acuíferos a partir de 1970 (punto 1). El volumen de la captación ($\Delta R + \Delta D$) se reduce gradualmente conforme aumenta la explotación.	155
Fig. 8.8. Evolución de los volúmenes de captura durante la explotación histórica. En el punto 1, considerado como el inicio de la explotación, los volúmenes de la recarga son equivalentes a los de descarga (sistema en equilibrio). Durante el período 1950-1970, la extracción se realizaba con cargo a los volúmenes de descarga y en los años subsecuentes la explotación se hizo a partir de las reservas de los acuíferos (volumen de almacenamiento).....	161

CAPÍTULO IX

Fig. 9.1. Evolución histórica de la magnitud de la recarga en la CI calculada con el modelo numérico de flujo subterráneo en régimen transitorio y proyecciones considerando el efecto de los cambios climáticos regionales obtenidos mediante reducciones de escala de modelos de circulación global (Maderey y Jiménez, 1999 y Magaña et al., 1999).....	167
Fig. 9.2. Evolución del crecimiento demográfico en los municipios y en la CI durante los últimos 50 años. Durante las primeras tres décadas, el crecimiento poblacional se mantuvo casi constante, aunque a partir de 1980 aumenta la tasa media de crecimiento y disminuye nuevamente durante la última década. Las tendencias en la proyección se consideran	

con tasas de crecimiento altas (<i>Tc A</i>), medias (<i>Tc M</i>) y bajas (<i>Tc B</i>), (CONAPO, 2003).	169
Fig. 9.3. Distribución de núcleos poblacionales en la región de estudio, donde se observa una predominancia de núcleos con población menor a 500 habitantes. El número total de núcleos poblacionales es de 2,039, de los cuales solamente siete se consideran de tipo urbano (cabeceras municipales).....	171
Fig. 9.4. Distribución de la superficie agrícola de riego para los principales cultivos en la CI. Sobresale el cultivo de la alfalfa y el maíz que en conjunto constituyen la mitad del área total cultivada.....	177
Fig. 9.5. Volúmenes extraídos por tipo de cultivo en cada municipio. El cultivo de mayor demanda hídrica es la alfalfa que consume la mitad del agua extraída, mientras que para el riego del maíz se destina una quinta parte de las extracciones anuales. Sobre las barras se muestra el volumen anual demandado por cultivo en miles de m ³	179
Fig. 9.6. Distribución de pozos activos de riego agrícola de acuerdo al cultivo principal para el que son empleados. Los cultivos que utilizan el mayor número de pozos son alfalfa, maíz, chile y brócoli. Las condiciones climáticas y edafológicas que favorecen el cultivo de alfalfa y brócoli se encuentran en la porción central y meridional de la CI, mientras que en el centro y norte son más adecuadas para cultivos como el chile.....	180
Fig. 9.7. Evolución histórica y proyecciones de la demanda de agua subterránea con fines de riego agrícola de acuerdo con las alternativas de manejo adoptadas en la agricultura de la CI. El volumen de la producción agrícola es casi similar en las tres alternativas de desarrollo, sin embargo dependiendo del manejo, las diferencias en las demandas hídricas pueden llegar a ser hasta de ~ 500 Mm ³ /año para el año 2020....	183
Fig. 9.8. Selección de escenarios generados con base en las tres proyecciones (<i>A</i> , <i>B</i> ó <i>C</i>) del clima, demografía y economía agrícola. Las tendencias demográficas consideran tasas de crecimiento poblacional bajo (<i>Tc B</i>), medio (<i>Tc M</i>) y alto (<i>Tc A</i>). El desarrollo agrícola, dependiendo de las políticas de manejo podría ser eficiente (<i>Da E</i>), seguir con la tendencia tradicional (<i>Da T</i>) o deficiente (<i>Da D</i>).	185
Fig. 9.9. Evolución de los componentes del balance hidrogeológico bajo los escenarios proyectados. En todos ellos se observa que las extracciones se hacen con cargo al almacenamiento de los acuíferos lo que confirma que continuaría el minado del agua subterránea.....	190

Fig. 9.10. Evolución piezométrica histórica y proyectada en la porción oriental de la CI durante los próximos años bajo diferentes escenarios. Se estima que las regiones de Laguna Seca y San José Iturbide – Doctor Mora experimentarán con mayor intensidad los efectos del bombeo a diferencia del valle de San Luis de la Paz.	191
Fig. 9.11. Evolución piezométrica histórica y proyectada en la porción occidental y norte de la CI durante los próximos años bajo diferentes escenarios. Las regiones de mayor abatimiento serán Dolores Hidalgo y El Refugio, al oriente de San Miguel de Allende. En las regiones de San Diego de la Unión y San Felipe se pronostican mínimos descensos del nivel estático.	192
Fig. 9.12. Profundidades al nivel estático proyectadas con el modelo numérico de flujo para el año 2020 de acuerdo con el escenario <i>BBB</i> . Las áreas señaladas con profundidades superiores a los 120 m serán críticas para la agricultura, debido a los altos costos que representa bombear el agua desde esas profundidades. Bajo estas condiciones, el desarrollo de esta actividad será económicamente incoesteable o tendrá poca rentabilidad....	193
Fig. 9.13. Tiempo para la estabilización de los abatimientos (en años) para un acuífero que ha experimentado un repentino cambio en el balance de agua, de acuerdo al tamaño (L, en km) y como una función de la transmisividad (T, m ² /día) y el coeficiente de almacenamiento (S). El tiempo es proporcional a L ² S/T. El tiempo de estabilización en los acuíferos de la CI es variable: de algunas décadas en algunas zonas hasta miles de años en otras (Modificado de Custodio, 1992).	195

LISTA DE TABLAS

	Página
CAPÍTULO III	
Tab. 3.1. Estaciones hidrométricas en el Río Laja, CI (CNA, 1997).....	21
CAPÍTULO VI	
Tab. 6.1. Conductividad hidráulica ajustada (el orden de los valores corresponde al presentado en la figura 6.4).....	94
Tab. 6.2. Resultados del análisis de sensibilidad para el modelo numérico en estado estacionario de la CI. Los valores dados entre paréntesis indican el porcentaje de cambio con respecto al valor calibrado. ET = Evapotranspiración	95
Tab. 6.3. Balance de agua subterránea por subcuencas (en Mm ³ /año). Las subcuencas son mostradas en la figura 6.3.....	105
CAPÍTULO VII	
Tab. 7.1. Volumen histórico de la extracción anual de agua subterránea en la CI ...	116
Tab. 7.2. Volumen histórico de la extracción anual de agua subterránea por región.....	118
Tab. 7.3. Volumen de extracción de agua subterránea por sector de demanda	119
CAPÍTULO VIII	
Tab. 8.1. Discretización temporal (definición de los períodos de estrés) y caudales de extracción simulados.....	139

Tab. 8.2. Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1970 (Mm ³ /año).....	150
Tab. 8.3. Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1981 (Mm ³ /año).....	151
Tab. 8.4. Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1992 (Mm ³ /año).....	152
Tab. 8.5. Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 2000 (Mm ³ /año).....	153
Tab. 8.6. Disponibilidad media anual de las cuencas Laguna Seca y Alto Laja (CNA 2000c, 2002b)	159

CAPÍTULO IX

Tab. 9.1. Población proyectada en la CI de acuerdo con los escenarios considerando diferentes tasas de crecimiento para los años 2010, 2015 y 2020	170
Tab. 9.2. Estructura de la población residente en la CI y características de la demanda/abastecimiento de agua para uso público/doméstico (CEAG, 2001).....	172
Tab. 9.3. Superficie agrícola de riego por municipio para diferentes cultivos cíclicos y perennes durante el año agrícola 2000-2001 (SAGARPA,2003). La superficie está expresada en hectáreas	176
Tab. 9.4. Demandas hídricas de los cultivos cíclicos y perennes durante el año agrícola 2000-2001. Los volúmenes están expresados en Mm ³ /año	178
Tab. 9.5. Proyección de las demandas hídricas por cultivo bajo diferentes esquemas de manejo agrícola. Los volúmenes están expresados en Mm ³ /año	182
Tab. 9.6. Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2010. Los volúmenes están expresados en Mm ³ /año	188
Tab. 9.7. Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2015. Los volúmenes están expresados en Mm ³ /año	189

Tab. 9.8. Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2020.
Los volúmenes están expresados en Mm³/año

189

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

En la actualidad, existe el consenso generalizado entre los especialistas en recursos hidráulicos, quienes consideran que han quedado atrás las épocas con fuentes abundantes de agua superficial y subterránea, cuya disponibilidad representaba bajos costos sociales, económicos y ambientales para el desarrollo. En la opinión de Hufschmidt (1993), hemos alcanzado el período de “madurez económica del agua”, caracterizada por un incremento en la competencia entre los diferentes sectores de la sociedad para acceder a fuentes de abastecimiento seguras y confiables, un riesgo creciente de contaminación de las fuentes y un aumento pronunciado en los costos socioeconómicos y ambientales para impulsar el desarrollo. El agua subterránea, al igual que otros recursos naturales como el suelo y el aire, ha sido sometida a presiones severas en términos de cantidad y calidad, debido esencialmente al rápido crecimiento poblacional con todas sus implicaciones: un desarrollo socioeconómico e industrial sin precedentes experimentado en las últimas décadas. Las consecuencias derivadas de esta explosión demográfica contribuyen a la profundización de la problemática de la sobreexplotación del agua subterránea; con una tendencia en la dinámica poblacional que se concentra en torno a centros urbanos, dando lugar a verdaderas megalópolis que demandan fuentes cercanas de agua subterránea, tal como sucede en algunas ciudades del suroeste de los Estados Unidos como Albuquerque, Phoenix y Tucson. Sin embargo, el ejemplo más claro lo constituye la Ciudad de México y su área metropolitana, con una población que sobrepasa los 22 millones de habitantes y cuya demanda de agua potable ha obligado a la importación de agua subterránea extraída de acuíferos de la cuenca Lerma-Chapala, Cutzamala y otras fuentes (NRC, 1995; CESPEDES, 2000, Castelán, 2001).

Los cambios en la demografía y en los sistemas de producción de las sociedades tradicionales han alterado el equilibrio entre el uso y disponibilidad del agua en general. El principal uso del agua ha sido la agricultura como actividad económica y factor de seguridad alimentaria, sin embargo durante las últimas décadas se ha incrementado sensiblemente la superficie cultivable y cada vez un mayor porcentaje de esta superficie depende de sistemas de riego. Durante la primera mitad del siglo XX los grandes aprovechamientos hidráulicos para sistemas de riego estaban basados en fuentes superficiales (presas y canales), la mayoría construidos con financiamiento público y operados por administraciones gubernamentales. En cambio, en la segunda mitad del siglo se han desarrollado extraordinariamente las fuentes subterráneas, fundamentalmente en regiones áridas y semiáridas bajo la iniciativa y manejo de particulares (Llamas, 1999). Esta tendencia en la agricultura, denominada también “Revolución Verde”, ha sido motivada principalmente por el desarrollo de la hidrogeología como ciencia cuantitativa, los avances tecnológicos en la perforación de pozos y la introducción de la bomba de turbina que permite la extracción de agua a partir de un pozo de diámetro pequeño y con capacidad para regar extensiones amplias de cultivo.

Hasta hace algunos años, la actividad industrial a nivel mundial estaba concentrada en regiones de Norteamérica y Europa donde los recursos hidráulicos son abundantes. Sin embargo, la creciente competencia por la producción de bienes de consumo, así como las tendencias en la globalización de las economías y la liberalización de los mercados ha provocado el desarrollo de grandes complejos industriales en regiones y países con serias limitaciones en la disponibilidad de sus recursos hidráulicos (UNEP, 2002).

En principio, es importante señalar que el concepto de la sobreexplotación es un concepto complejo y elusivo, de difícil definición, que depende de muchos aspectos y de las percepciones derivadas de sus efectos. Estos efectos, negativos e indeseables, son provocados por el desequilibrio del sistema hidrogeológico, es decir, cuando los volúmenes de agua subterránea extraída superan los volúmenes de la captación durante un largo período de tiempo. Sin embargo, la sobreexplotación es una condición en el desarrollo del recurso hidráulico, cuyos efectos adversos son con frecuencia amplificadas y hasta manipulados con distintos fines. Esta condición de sobreexplotación no siempre es perniciosa y puede llegar a ser incluso benéfica, desde diferentes puntos de vista, que un estado de subexplotación o explotación deficiente del recurso. Custodio (2002) describe a la sobreexplotación como una condición derivada de la explotación y manejo del recurso hidráulico, cuya práctica puede generar degradación de los ecosistemas, incosteabilidad económica y conflictos sociales, políticos y legales en el mediano y largo plazo. Esta condición puede llegar a ser indeseable en la medida que el agua subterránea deja de ser un factor de bienestar y desarrollo para convertirse en fuente de problemas y conflictos.

Se reconocen algunos casos en los cuales se justifica la sobreexplotación del agua subterránea, siempre y cuando esta situación sea llevada hasta el punto en el que los problemas derivados puedan ser resueltos y sus efectos mitigados. Sophocleous (1997), Custodio (2000) y Llamas et al., (2000) describen estos casos como:

- a) Una *condición temporal* con el propósito de desarrollar económicamente una región que carece de recursos hidráulicos superficiales y la fuente subterránea resulta estratégica. Esta condición debe ser mantenida mientras se desarrollan otras fuentes alternativas (construcción de embalses, importación de agua de cuencas hidrogeológicas vecinas), se implementan acciones que contribuyan a eficientizar la renovabilidad del recurso (inducción de la recarga). Casos de este tipo son comunes a nivel mundial donde la sobreexplotación del agua subterránea ha servido para desarrollar regiones agrícolas extensas, por ejemplo en el centro de los Estados Unidos (Sophocleous, 2000), el noroeste de China (Feng et al., 2000) y el sureste de España (Pulido-Bosch et al., 1997).
- b) Una *condición imprescindible* con el fin de proporcionar suministro vital a centros de población asentados en regiones desérticas, donde las únicas fuentes son las aguas subterráneas. Esta situación aunque técnicamente es indeseable, es ética y moralmente justificable (Llamas et al., 2000). Los más claros ejemplos de esta situación se presentan en los cinturones desérticos, específicamente en regiones áridas de países del medio oriente y norte de África. En esta última región, el desarrollo del agua subterránea ha resultado de gran beneficio incentivando las actividades agrícolas y mejorando las condiciones sanitarias. Los resultados han sido un combate a la hambruna y una disminución de las enfermedades ocasionadas por aguas superficiales contaminadas, respectivamente (Khroda, 1996).

Con la sobreexplotación del agua subterránea, se ha generado una compleja problemática que, de acuerdo con el análisis presentado por el Instituto de Recursos Mundiales (WRI, 2000), es enfrentada por países que se localizan principalmente en los llamados cinturones desérticos, en latitudes comprendidas entre los 15° y 30°, agudizándose el problema en el hemisferio norte. Se muestra además que 21 países extraen el 84 % del volumen total del agua subterránea en el mundo (entre ellos México ocupa el sexto lugar en extracción, sólo superado por la India, Estados Unidos, China, Paquistán e Irán). Actualmente un tercio de la población mundial (~2,000 millones) depende en buena medida del agua subterránea, de la cual gran parte proviene de acuíferos someros o peor aún, de acuíferos que fueron recargados hace miles de años, como sucede en el norte de África. Como consecuencia de lo anterior, gobiernos y organizaciones cuya preocupación originalmente estaba centrada en el desarrollo del recurso, ahora están dirigiendo su atención al análisis de la sustentabilidad en el manejo del agua subterránea (Rosegrant, 1997; Ludwig et al., 1998; UNEP, 2002).

El desarrollo de la investigación concerniente a la sustentabilidad de los recursos hidráulicos sobreexplotados en las regiones semi-áridas ha sido relativamente corto en términos temporales, pues la percepción formal del problema tan solo tiene tres décadas; pero amplia en función de la diversidad de aspectos involucrados y las profundas implicaciones derivadas (Scholtz et al., 2000). La naturaleza compleja del problema ha requerido la incorporación de metodologías de otras disciplinas como la ecología, economía, sociología y política, que en conjunto con la hidrogeología han permitido que la

investigación se desarrolle siguiendo cuatro enfoques principales. A continuación se mencionan dichos enfoques, se identifican los principales grupos de investigación y sus contribuciones más destacadas:

- a) *Análisis de disponibilidad del recurso hídrico subterráneo y ordenamiento ecológico.* Este grupo británico está formado por varios investigadores universitarios y sus principales aportaciones han sido el desarrollo de metodologías para analizar la disponibilidad del agua subterránea, la prevención de la contaminación y el ordenamiento ecológico de las principales cuencas del Reino Unido (Hiscock et al., 2002; Hudson, 2002; Hulme et al., 2002).
- b) *Legislación y regulación de las actividades comprendidas en el desarrollo y manejo del agua subterránea.* Este grupo español encabezado por Custodio, Llamas y Pulido-Bosch, ha dirigido sus esfuerzos de investigación hacia el análisis de la explotación histórica de los acuíferos y la evolución de sus efectos ambientales, económicos y sociales (Pulido-Bosch, 1998; Llamas et al., 2000; Custodio, 2000, 2002). Actualmente su actividad está encaminada a la presentación de propuestas técnicas y el desarrollo de un marco legislativo para el uso racional de los recursos hidráulicos en el país ibérico.
- c) *Análisis de la respuesta hidrodinámica de los sistemas hidrogeológicos.* El grupo con sede en el Servicio Geológico de Kansas está encabezado por el Sophocleous y sus contribuciones más sobresalientes son el análisis de la respuesta retardada de los acuíferos a la explotación, así como la aplicación de modelos numéricos de flujo para evaluar cuantitativamente el comportamiento y respuesta a la extracción intensiva de agua subterránea (Sophocleous, 2000; Sophocleous et al., 1999; Sophocleous y Perkins, 2000).
- d) *Análisis de proyecciones del uso del agua subterránea así como sus efectos ambientales y socioeconómicos.* El grupo pertenece al Servicio Geológico de los Estados Unidos, quienes, bajo una directriz institucional, han emprendido un programa para analizar la situación futura de los acuíferos del país mediante la proyección de escenarios basados en tendencias de crecimiento poblacional y desarrollo económico (Mason, 1998; Murray y Halford, 1999; Bexfield y McAda, 2003).

Los primeros dos enfoques están orientados a la contaminación y a la legislación, respectivamente. Por lo que, para los fines de esta tesis se ha adoptado una combinación de los dos últimos enfoques por considerar que abordan la problemática desde un punto de vista cuantitativo y con mayores perspectivas de aplicabilidad. En general, las tendencias en la investigación están sustentadas fundamentalmente en: (a) mejorar la comprensión del funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos, especialmente los efectos transitorios de largo plazo por acción del bombeo y la incertidumbre asociada a las propiedades hidráulicas y a los parámetros hidrogeológicos; (b) el desarrollo y aplicación de metodologías para incrementar la disponibilidad de agua subterránea, ya sea aumentando el

volumen de la recarga o disminuyendo las extracciones; y (c) la aplicación de enfoques integrales para la gestión del recurso hídrico, que contemple la eficientización de su uso, elaboración de diagnósticos, análisis económicos y el desarrollo de políticas y marcos legales adecuados.

1.2. SITUACIÓN DE LOS RECURSOS HIDRÁULICOS EN MÉXICO

México posee una extensión territorial cercana a los 2 millones de km² (1'964,375 km²) y una población que supera los 100 millones de habitantes (INEGI, 2000). El promedio de precipitación anual es de 777 mm, con una distribución geográfica muy irregular. Más de la mitad del territorio localizado en el altiplano, norte y noroeste, presenta condiciones climáticas áridas y semi-áridas, con una precipitación menor al 20 % del total anual, pero concentra el 75 % de la población del país, el 70 % de la actividad industrial y el 40 % de la actividad agrícola. En el sur y sureste predominan los climas húmedos con escurrimientos superficiales importantes que permiten la construcción de presas para el almacenamiento de agua y la generación de energía eléctrica (CNA, 1995). Con respecto a la elevación del terreno existe también un desequilibrio importante, el 85 % del volumen almacenado en las más de 4,000 presas de control, distribución y suministro de agua se localiza a menos de 500 msnm, por lo que el acceso a este recurso queda limitado si consideramos que más de dos tercios de la población vive a una altura mayor (CCE, 1998). La media nacional anual de consumo de agua per cápita se sitúa en 780 m³, similar al promedio de las naciones integrantes de la Organización para el Desarrollo Económico y la Cooperación (OCDE, 1996, 1999). Sin embargo, la realidad es que la mayoría de la población se encuentra por debajo de esta cifra debido a los factores geográficos y demográficos antes expuestos, lo que ha dado lugar a regiones contrastantes en cuanto a la disponibilidad del agua se refiere.

En el centro y norte del país la fuente de abastecimiento principal está constituida por agua subterránea y en ocasiones llega a ser la única fuente para satisfacer todas las demandas. El principal consumidor de agua es el sector agrícola con un 83 %, el 12 % se destina al uso doméstico, la industria consume el 3 % y la acuicultura intensiva el restante 2 % (CNA, 2002a). En los últimos años los volúmenes de agua demandados por estos sectores se han ido incrementando, lo que ha provocado una sobreexplotación en casi el 15 % de los acuíferos con la consecuente generación de problemas ambientales, económicos y sociales (CNA, 1999, 2000a, 2002a). Entre los principales problemas ambientales se encuentra el deterioro de los ecosistemas, agotamiento de manantiales, descenso del nivel del agua subterránea, reducción de los caudales base de los ríos, subsidencia y agrietamientos del terreno, deterioro de la calidad fisicoquímica del agua subterránea y salinización de suelos. Esto ha traído problemas para los diferentes sectores económicos como el incremento en los costos de extracción al bombear agua de mayor profundidad, costos de mantenimiento mayores ante la disminución de la eficiencia electromecánica de los equipos de bombeo y disminución de la fertilidad de suelos al ser regados con agua de menor calidad y en cantidades insuficientes. El impacto social de esta problemática ha sido una mayor marginación y migración hacia los Estados Unidos o hacia los grandes centros

urbanos del país (INEGI, 2000); la competencia por el recurso ha hecho surgir conflictos entre los usuarios e incluso entre entidades federativas. El problema de la sobre-explotación es cada vez más grave en el país; según información de la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2000a, 2002a) de los 695 acuíferos existentes, en 1975 eran 32 los acuíferos que presentaban problemas asociados al descenso regional del nivel piezométrico, intrusión salina y subsidencia, este número se elevó a 36 en 1981, a 80 en 1985 y en el año 2000 se consideraban 96 con esta situación. Esto es, uno de cada siete acuíferos del país se consideran sobreexplotados.

Tradicionalmente, las dependencias y organismos encargados de administrar el agua subterránea han concentrado principalmente su actividad en la búsqueda y explotación de las fuentes subterráneas, así como el desarrollo de marcos legales y jurídicos para la regulación de los derechos de las concesiones. Sin embargo, los avances logrados en el aspecto administrativo y legal resultan de poca utilidad cuando se pretende hacer materia de manejo, regulación o legislación, un sistema natural del que se desconoce su información básica. Poca atención se ha dirigido al análisis de los sistemas hidrogeológicos que permita un conocimiento profundo y sistemático de los principales aspectos de la planeación y manejo del agua; al desarrollo de diagnósticos detallados y objetivos sobre la situación del recurso por cuenca hidrogeológica, así como al análisis de las demandas actuales y futuras que contemplen el crecimiento poblacional y el desarrollo económico, factores que han hecho del manejo del recurso un fenómeno complejo y conflictivo (SRH, 1959, 1971; CNA, 1995, 1997, 1999, 2001). Esto demuestra las limitaciones severas que se tienen en el conocimiento de los acuíferos del país y que han impedido una planeación integral tanto del desarrollo económico como del manejo del recurso. Situación que pone en riesgo las actividades socioeconómicas actuales y futuras de muchas regiones, cuya única opción de abastecimiento es el agua subterránea. Por tal motivo, es esencial mejorar el nivel de conocimiento del agua subterránea en México mediante el reconocimiento de la cuenca hidrológica como unidad básica de planeación (Domenico, 1972), el concepto de sistemas de flujo y de continuidad hidráulica (Tóth, 1962, 1963, 1995), determinación de geometría, volúmenes y propiedades de acuíferos, evaluación de la magnitud de la recarga, tiempos de residencia del agua en el acuífero y el volumen de agua disponible son aspectos que no han sido incluidos en forma sistemática en los estudios hidrogeológicos.

1.3. PROBLEMÁTICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CI

Históricamente, Guanajuato ha sido considerado como uno de los estados de mayor producción agrícola (SAGAR, 1999) y por consecuencia es uno de los primeros en resentir los efectos de esta problemática. Guanajuato es el estado que encabeza la lista con el mayor número de acuíferos sobreexplotados (13); la situación en esta entidad es todavía más grave si consideramos que ocupa el segundo lugar nacional en volumen de extracción anual (2,723 Mm³), sólo superado por Chihuahua (3,030 Mm³). Aunque comparativamente los volúmenes y condiciones climáticas son similares, la extensión territorial de Chihuahua es 8 veces superior a la de Guanajuato. La región más árida del estado de Guanajuato había sido subdividida para efectos de planeación y manejo en dos regiones hidrológico-

administrativas: la Cuenca Cerrada de la Laguna Seca en el oriente y la Cuenca Alta del Río Laja en el occidente. Sin embargo, a pesar de haberse considerado como independientes ambas regiones, se trata de una sola cuenca hidrológica como lo planteaba un estudio desde la década de los 70's (SRH, 1972) y se reconoce así para efectos de diagnóstico por la CNA en los 80's (CNA, 1992). Algunos de los nombres que ha recibido son: Cuenca Grande del Río Laja (SRH, 1972), Cuenca Alta del Río Laja (CNA, 1992), Cuenca de la Begonia (CICLCh, 1998) y de acuerdo con UNAM-CODER (2000), se denomina Cuenca de la Independencia (CI) debido a la importancia histórica que tuvo esta región en la lucha por la independencia de México. La CI resulta una región ideal por tratarse de una cuenca representativa de la problemática del agua subterránea de muchas regiones del país, incluyendo además otros aspectos como clima, crecimiento demográfico y desarrollo agrícola e industrial.

Las condiciones hidrográficas existentes en la CI, son determinantes para que los municipios ubicados en ella dependan de la explotación del agua subterránea para todos los usos. La actividad económica más importante es la agricultura y este sector es el de mayor demanda del agua subterránea. Desde la perforación de los primeros pozos a principios del siglo XX, su número ha venido aumentando en forma exponencial y actualmente existen más de 2,400 (CNA, 1996; CEASG, 1998). Este notable incremento ha provocado descensos importantes en el nivel de agua desde la década de los 60's, motivo por el cual esta cuenca ha recibido tres decretos de veda rígida.

La extracción intensiva ha provocado importantes descensos en el nivel piezométrico que van de 1 a 3 m por año (CNA, 1996). Desde el punto de vista económico se ha observado una marcada reducción en la eficiencia electromecánica de los equipos de bombeo aumentando los costos de mantenimiento y la extracción por metro cúbico (PTF, 1996, 1997; García, 1998). En algunas zonas la agricultura como actividad económica ha dejado de ser rentable e incluso en el norte de la cuenca algunos pozos se han secado. Esta situación se agrava aun más si consideramos que los cultivos tradicionales de maíz y frijol han sido sustituidos por cultivos altamente demandantes de agua como la alfalfa (SAGAR, 1999). El proceso de tecnificación de sistemas de riego eficientes ha sido lento y en porciones extensas se sigue utilizando el sistema de agua rodada (IMTA, 1996). Castellanos (1998), reporta cambios importantes en la calidad química del agua subterránea, con un incremento en el total de sólidos disueltos principalmente el sodio, lo que pone en riesgo la fertilidad de suelos agrícolas.

A partir de la década de los 90's, la orientación de la política económica ha permitido el establecimiento de numerosas industrias que representan un riesgo potencial de contaminación a los acuíferos. Acelerando, por otro lado, el crecimiento de la población urbana que demanda servicios y mayores volúmenes de agua. El crecimiento de estos centros urbanos generará problemas de contaminación si se considera que no cuentan con plantas de tratamiento para sus aguas residuales, además la disposición de desechos sólidos municipales se realiza en lugares inadecuados y bajo métodos inapropiados.

Los estudios disponibles relacionados con el acuífero, en su mayoría han fundamentado su análisis en actualizaciones del número de pozos, mediciones piezométricas y balances anuales. Sin embargo, los propios organismos gubernamentales reconocen que existe un gran número de perforaciones clandestinas, las mediciones piezométricas no han sido sistemáticas y los balances anuales existentes tienen asociada una gran incertidumbre en los volúmenes de recarga y extracción (Chávez, 1998; Guerrero-Reynoso, 1998). Aunque estos estudios permiten conocer la forma en la que se abate el nivel de agua en el acuífero, no aportan información sobre el funcionamiento del mismo, de la magnitud y distribución de la recarga, de los tiempos de residencia del agua en el acuífero y de la situación dentro del sistema de flujo regional. Los estudios que incluyen modelos matemáticos son alimentados con parámetros hidráulicos no representativos, no existe un conocimiento de la geometría de los acuíferos ni de su continuidad hidráulica, consideran además a las condiciones perturbadas como condiciones iniciales.

1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

El concepto de manejo del agua subterránea en este trabajo se define como un conjunto de actividades diseñadas para cumplir las demandas del bienestar social y desarrollo económico mediante: (a) su extracción y utilización adecuada, dependiendo de su calidad y disponibilidad en el espacio y en el tiempo, (b) la creación de un medio ambiente óptimo a través de su conservación y protección contra el agotamiento y deterioro, y (c) protección de la sociedad contra los efectos perjudiciales de su extracción excesiva y contaminación. Considerando la definición anterior y la problemática del agua subterránea existente en la CI, el objetivo de la presente investigación es obtener una propuesta de manejo integral en una cuenca semi-árida, sometida a esfuerzos de extracción excesiva, que conlleve a una explotación adecuada y duradera del recurso hidráulico. Esta propuesta aplica metodologías para mejorar el conocimiento del sistema hidrogeológico, utiliza la modelación de flujo como herramienta principal para evaluar la respuesta del sistema a las perturbaciones inducidas por la actividad humana y establece las bases que permiten alcanzar las siguientes metas específicas:

- (a) Caracterización hidroestratigráfica mediante la integración de información geológica, geofísica e hidráulica para conocer la configuración tridimensional de los acuíferos y la distribución de sus propiedades hidráulicas.
- (b) Establecimiento de un modelo conceptual sólido que describa las características del régimen hidrogeológico en condiciones naturales mediante el análisis de evidencias y manifestaciones superficiales del flujo subterráneo (dominio y funcionamiento de los sistemas de flujo subterráneo).
- (c) Aplicación de un modelo numérico tridimensional de flujo en estado estacionario para analizar los componentes del sistema hidrogeológico bajo condiciones previas al desarrollo de la explotación.

- (d) Aplicación de la técnica de trazado inverso de partículas conservativas en el modelo bajo condiciones estacionarias con el fin de conocer la dinámica y renovabilidad de los sistemas de flujo del agua subterránea. El establecimiento del campo de velocidades del flujo y la distribución de los tiempos de tránsito promedio del agua subterránea en los acuíferos se obtiene mediante la calibración del modelo con edades radiométricas del agua subterránea (^{14}C).
- (e) Aplicación del modelo numérico en estado transitorio para evaluar los efectos históricos y futuros de la extracción sobre las condiciones del régimen hidrogeológico; así como la evolución de los componentes del balance hidrogeológico.
- (f) Análisis de las demandas históricas del agua subterránea para los sectores doméstico, agrícola e industrial; así como la proyección de las demandas futuras bajo diferentes escenarios climáticos y tendencias en el crecimiento demográfico y desarrollo económico.
- (g) Evaluación de la validez del criterio tradicional basado en el volumen de la recarga y empleado para definir la disponibilidad y explotación del agua subterránea.

1.5. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

La tesis consta de 10 capítulos organizados de la siguiente manera: los capítulos II – IV describen los aspectos básicos y fundamentales de la cuenca hidrogeológica bajo estudio, mientras que en los capítulos V – IX se presentan los resultados y la discusión. Al final de estos cinco capítulos se incluye un apartado a manera de resumen con comentarios adicionales. Las conclusiones y recomendaciones se incluyen en el capítulo X.

En el capítulo II se describen las características generales de la CI como localización y vías de acceso; así como también los rasgos fisiográficos más importantes (orografía, geomorfología, hidrografía, climatología, edafología y vegetación).

En el capítulo III se presenta la hidrología superficial que incluye la información hidrométrica y el cálculo el balance hidrológico superficial.

El capítulo IV presenta la génesis y evolución geológica de la CI a partir de un extenso análisis de la literatura. Se describen y discuten los principales procesos geológicos y mecanismos tectonomagmáticos que han dado lugar al origen y evolución de la cuenca. Son descritas también en sucesión cronológica las unidades estratigráficas que conforman los acuíferos y acuicludos.

El capítulo V describe el régimen hidrogeológico en condiciones naturales y está integrado por dos secciones: la primera contiene la geometría y las propiedades hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas. La configuración tridimensional de los acuíferos es

obtenida mediante la integración de información geológica (cortes litológicos) y geofísica (sondeos electromagnéticos transitorios con dominio en el tiempo y sondeos eléctricos verticales). La distribución de las propiedades hidráulicas (transmisividad y conductividad hidráulica) es derivada a partir de la interpretación de pruebas de bombeo. La segunda sección muestra los aspectos esenciales de los sistemas de flujo de agua subterránea y describe las características del régimen hidrogeológico mediante el análisis de evidencias y manifestaciones asociadas a las descargas. Las evidencias son de tipo paleoecológico, paleoclimático, paleontológico, arqueológico e histórico; mientras que las manifestaciones consideradas son la distribución y características de manantiales, ciénegas, freatofitas, depósitos minerales, suelos salinos, además de los fenómenos de termalismo y artesianismo.

La aplicación de un modelo numérico en estado estacionario que reproduce las condiciones hidráulicas naturales en la cuenca es presentado en el capítulo VI. El modelo calibrado asegura que los parámetros hidráulicos asignados a las unidades hidroestratigráficas y las condiciones de frontera establecidas sean consistentes para representar adecuadamente el sistema real. Las condiciones iniciales son reproducidas considerando los niveles del agua en pozos antiguos. El modelo incluye también un análisis de sensibilidad para evaluar el efecto de los parámetros más importantes como la conductividad hidráulica, la recarga y la evapotranspiración. Las estimaciones de los tiempos promedios de tránsito del agua a través de los acuíferos se obtiene utilizando el trazado inverso de partículas conservativas a lo largo de las trayectorias del flujo. En la parte final del capítulo se presentan los balances para toda la cuenca y las subcuencas.

El análisis histórico de la extracción es mostrado en el capítulo VII. Se analiza el crecimiento del número de aprovechamientos a lo largo de cinco décadas de desarrollo, los principales usos a los que están destinados, sus caudales específicos y los volúmenes extraídos. Asimismo, se evalúa la evolución piezométrica y la distribución de las profundidades al nivel estático. Se muestra la velocidad del descenso piezométrico para cada una de las regiones y se discuten los efectos de la extracción intensiva sobre las condiciones del flujo.

El capítulo VIII describe la aplicación del modelo calibrado a condiciones transitorias que permite: (a) reproducir los descensos observados del nivel del agua por efecto del bombeo, (b) identificar las zonas de descenso piezométrico crítico caracterizadas por conos de abatimiento extensos y por la inversión de gradientes hidráulicos, (c) calcular los volúmenes o caudales de extracción sustentable, (d) analizar la evolución de los componentes del balance hidrogeológico, y (e) evaluar la respuesta retardada de los acuíferos a la extracción. La discretización temporal del modelo es establecida con cuatro períodos de estrés y pasos de tiempo anualizados. Se presenta el balance para cada uno de los períodos. Al final del capítulo se discute la explotación del recurso y la sustentabilidad del sistema hidrogeológico a partir del concepto de caudales de extracción sustentable.

El capítulo IX presenta la evaluación de la situación futura del agua subterránea bajo combinaciones de modelos de cambio climático, tendencias en el crecimiento demográfico

y alternativas de manejo agrícola (desarrollo económico). Los escenarios climáticos están basados en modelos climáticos globales con reducciones de escala para el área de estudio, que afectarían la magnitud de la recarga y por lo tanto la oferta o disponibilidad del recurso. Las demandas futuras para el sector público-doméstico son proyectadas considerando la demanda anual per cápita, tasas diferenciadas de crecimiento poblacional (rural y urbana), cobertura en el servicio de agua potable así como eficiencias en la distribución y contabilización del servicio. El desarrollo económico está enfocado a la agricultura como sector de mayor demanda. Las demandas para este sector se proyectan tomando en cuenta las superficies cultivadas, el tipo y patrón de cultivo, las láminas de riego y las eficiencias de conducción y aplicación de acuerdo con el sistema de riego empleado. Se analiza la situación de cinco casos probables que incluyen el escenario promedio y los extremos. Los escenarios son proyectados a los años 2010, 2015 y 2020 (horizontes de proyección). Los resultados se presentan en términos de la evolución de los componentes hidrogeológicos, volúmenes de extracción y abatimientos piezométricos para cada caso.

En el capítulo X se presentan las conclusiones y se emiten recomendaciones, las cuales incluyen diversas acciones estratégicas para el manejo adecuado del recurso hidráulico y la adopción de una serie de medidas para mitigar los efectos de la sobreexplotación del agua subterránea.

CAPÍTULO II

GENERALIDADES

2.1. LOCALIZACIÓN

La Cuenca de la Independencia (CI) se localiza en la porción septentrional del estado de Guanajuato, México (figura 2.1). Está comprendida entre los meridianos 100°12' y 101°36' de longitud oeste y los paralelos 20°42' y 21°36' de latitud norte. La cuenca posee forma elipsoidal, cuyo eje mayor es de 135 km con orientación aproximada WNW-ESE y un eje menor de 76 km en dirección NNE-SSW. La extensión superficial de la cuenca es de 6,840 km² y abarca principalmente los municipios de San Felipe, San Diego de la Unión, Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende, San Luis de la Paz, Doctor Mora y San José Iturbide; y parcialmente a los municipios de Ocampo, León y Guanajuato.

2.2. VÍAS DE COMUNICACIÓN

El área de estudio está comunicada por una importante red de carreteras federales: la principal es la carretera federal N° 57 México-Piedras Negras, que atraviesa el área en dirección de sur a norte. En el occidente del área, la carretera federal N° 51 comunica a las ciudades de Celaya, San Miguel de Allende, Dolores Hidalgo y San Felipe. La carretera federal N° 110, comunica a las ciudades de Guanajuato, Dolores Hidalgo, San Luis de la Paz, Victoria y Xichú; en el sur, la carretera federal N° 111, comunica a San Miguel de Allende con la ciudad de Querétaro; en el noroeste, la carretera federal N° 37 comunica a la ciudades de San Felipe y León. Se cuenta además con una densa red de carreteras pavimentadas estatales y municipales, caminos de terracería y brechas que permiten la comunicación de las pequeñas comunidades rurales con las cabeceras municipales. Existen dos vías troncales de ferrocarril que comunican a la ciudad de San Luis Potosí con las

ciudades de Querétaro y Celaya. Una vía férrea ramal, que enlaza ambas troncales y que va de la estación San Miguel de Allende a la estación Pozo Blanco; hasta hace algunos años existía otra vía férrea ramal que comunicaba a la ciudad de Dolores Hidalgo con Mineral de Pozos. Los aeropuertos más cercanos son el aeropuerto de Querétaro para vuelos nacionales y el de León para vuelos nacionales e internacionales. Las vías de comunicación son complementadas por servicios telegráficos, telefónicos y postales.

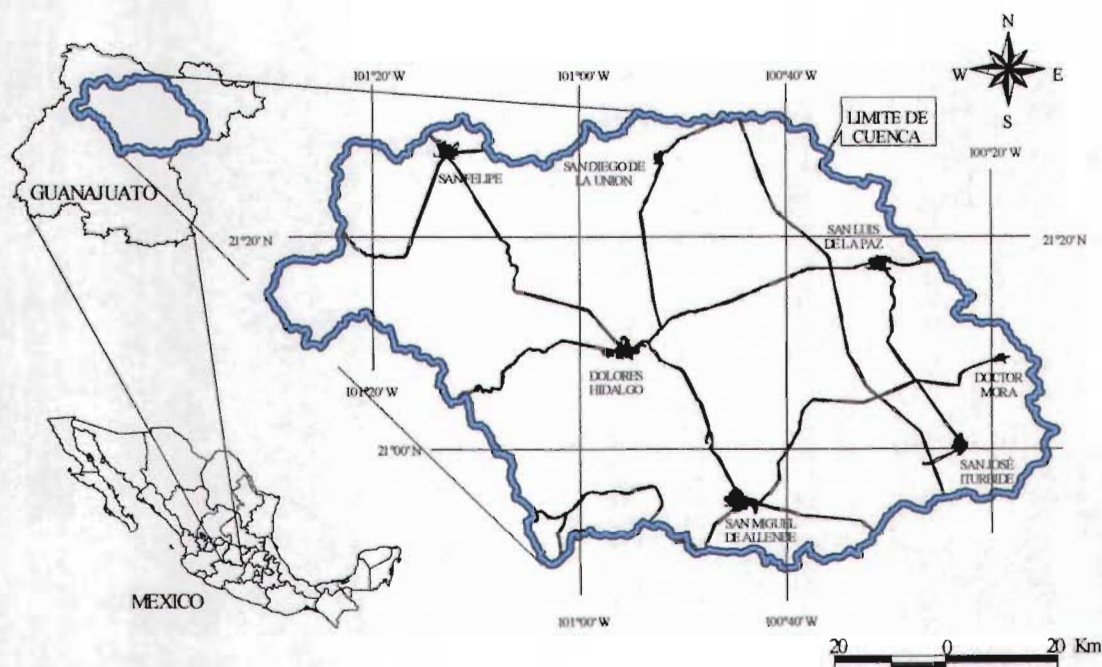


Figura 2.1. Localización de la CI, Guanajuato, México.

2.3. FISIOGRAFÍA

2.3.1. OROGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

La región de estudio se ubica en el extremo meridional de la provincia Mesa Central de acuerdo a la clasificación de Raisz (1964); específicamente en la subprovincia fisiográfica de Llanuras y Sierras del Norte de Guanajuato (INEGI, 1981). Los bordes oriental y meridional de la CI corresponden con una zona transicional de la Mesa Central con la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana, respectivamente. La Mesa Central se caracteriza por un relieve relativamente plano, con valles amplios alargados en dirección NE y NW cuya elevación promedio es de 1,900 msnm. Las elevaciones que sobresalen están constituidas por rocas volcánicas félsicas principalmente, formando mesetas con una elevación media de 2,100 msnm. Los valles y mesetas se distribuyen en un patrón geométrico romboidal, que reflejan los eventos estructurales que han tenido lugar durante el Cenozoico.

Bajo el criterio de clasificación de rasgos geomorfológicos para la región, adoptado por Martínez-Luna (1980), la CI consiste de:

a) *Elevaciones montañosas de origen tectónico-volcánico*, dominadas por procesos denudatorios. Estas elevaciones comprenden el 20 % de la superficie total y se pueden dividir en principales y secundarias (figura 2.2); las principales son sistemas orográficos constituidos por rocas sedimentarias y/o volcánicas que bordean la cuenca con alturas que oscilan entre 2,300 y 3,300 msnm. La profundidad de disección del relieve es de moderada a alta, con pendientes variables de 10° a 40°. Las elevaciones son la Sierra de Guanajuato en el occidente, la Sierra de Santa Bárbara en el noroeste, la Sierra del Cubo en el norte, la Sierra de Pozos en el oriente, la Sierra de San José Iturbide y Los Cuarzos en el suroeste, y los volcanes La Joya y Palo Huérfino en el sur (figura 2.3). Las elevaciones montañosas secundarias son rasgos orográficos menores, con disección de relieve baja a moderada y pendientes variables. Estas se localizan dentro de la cuenca y destacan del relieve por sus escarpes que llegan a alcanzar 200 a 300 m sobre el nivel de la planicie. En el norte se localiza el Cerro Los Primales y en el sur los Cerros de San Antonio, Tequisquiapan, Palo Colorado, El Galomo y La Begonia.

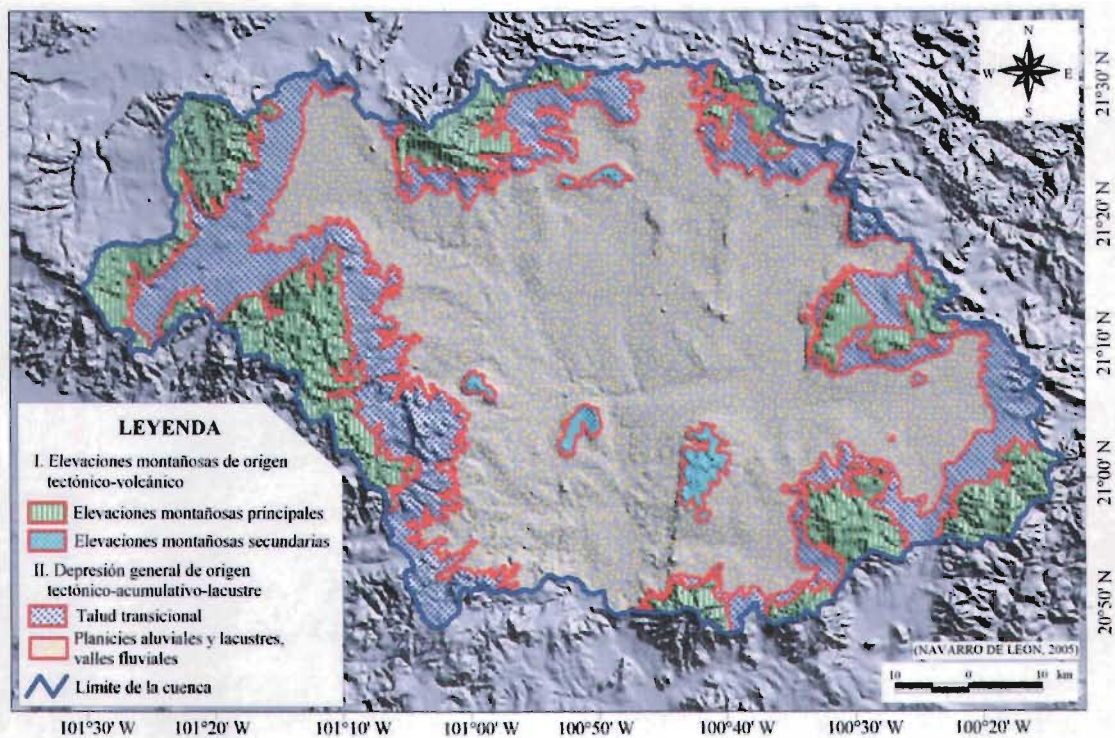


Figura 2.2. Rasgos geomorfológicos de la CI, Guanajuato, México.

b) *Depresión de origen tectónico-aluvial y fluviolacustre*, dominada por procesos acumulativos. La depresión comprende el 80 % de la superficie de la cuenca y está constituida por un talud transicional y una planicie. El talud está compuesto por depósitos de piedemonte, con una elevación de 2,100 a 2,300 msnm y pendientes de 5° a 10°. La planicie posee una altura mínima de 1,845 msnm en la salida de la cuenca y una altura máxima de 2,100 msnm en el contacto con el talud. Su elevación promedio es de 2,000 msnm. La planicie es un sistema de valles intercomunicados entre sí por estrechamientos, lomeríos, y pequeñas barrancas de no más de 15 m de profundidad. Estos valles son de tipo bolsón y son producto del relleno de antiguas fosas tectónicas o grábenes con sedimentos no consolidados en ambientes aluviales y fluviolacustres. Los principales grábenes en la cuenca son el Graben Central, Laguna Seca, San José Iturbide-Dr. Mora, San Luis de la Paz, La Saucedá, San Felipe y El Refugio (figura 2.3).

2.3.2. HIDROGRAFÍA

El Río Laja es la corriente superficial más importante en la CI, nace al SW de San Felipe; recorre la cuenca cambiando de dirección, primero hacia el NE, luego al SE y finalmente hacia el S, hasta desembocar en la presa “Ignacio Allende”, en San Miguel de Allende (figura 2.3). El patrón principal de drenaje es de tipo dendrítico con excepción del valle de San Felipe, donde es de tipo rectangular o enrejado. Durante muchos años se ha considerado a la CI como dos unidades hidrográficas separadas: la porción occidental con el Río Laja y sus corrientes tributarias, y la porción oriental con un drenaje que se desarrolla en los grábenes de San Luis de la Paz y San José Iturbide-Dr. Mora y descargan en el graben de Laguna Seca, constituyendo así una cuenca endorreica, a la que han denominado “Cuenca Cerrada de la Laguna Seca” (SRH, 1970; CNA, 1988; SDAyR, 1996a,b). Este criterio, sin embargo, es entendible si se consideran las características geomorfológicas de la planicie, con su baja disección de relieve, las condiciones climáticas semiáridas de la región y análisis basados en información cartográfica elaborada a partir de métodos y técnicas tradicionales, que no son lo suficientemente sensibles para determinar las pequeñas variaciones en las pendientes del terreno.

Con el fin de determinar la continuidad de la red hidrográfica en la CI, se realizó el análisis morfométrico de las características del drenaje tomando como base el modelo digital de elevación y aplicando las técnicas descritas por Mark (1983); Llamas et al., (1990); Martz y Garbrecht (1992); Meisels et al., (1995); Garbrecht y Martz (1997) y García-Estrada (1998). Los resultados del análisis reproducen la red hidrográfica en las dos unidades y revelan además, que efectivamente existe conexión entre ambas y por lo tanto se trata de una sola red hidrográfica (figura 2.3). El patrón de drenaje en la CI llega a alcanzar un orden de corriente 8, propio de cuencas hidrográficas complejas (Horton, 1945).

2.3.3. CLIMATOLOGÍA

En la CI predominan tres tipos de clima con variaciones en la temperatura y la precipitación invernal, de acuerdo al sistema de clasificación climática de Köppen (1936) y las modificaciones de García (1981), (figura 2.4). Los climas son:

Clima seco o árido (BS), con precipitaciones medias anuales entre 400 y 600 mm; temperaturas medias anuales que oscilan entre los 12 y 18 °C. Se distribuyen en las partes bajas del norte y oeste de la zona.

Clima templado subhúmedo (C), con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 700 y 800 mm; temperaturas medias anuales entre los 16 y 18 °C, con una temperatura media del mes más frío entre -3 °C y 18 °C. Este tipo de clima se distribuye en las zonas montañosas altas como la Sierra de Guanajuato y la Sierra de San José Iturbide.

Clima semicálido (A), con una oscilación de temperatura media anual entre los 18 y 22 °C; presenta además lluvias invernales con precipitaciones menores al 5 % del total anual. Este clima se presenta en el sur y sureste de la Sierra de Guanajuato, en la planicie del Bajío.

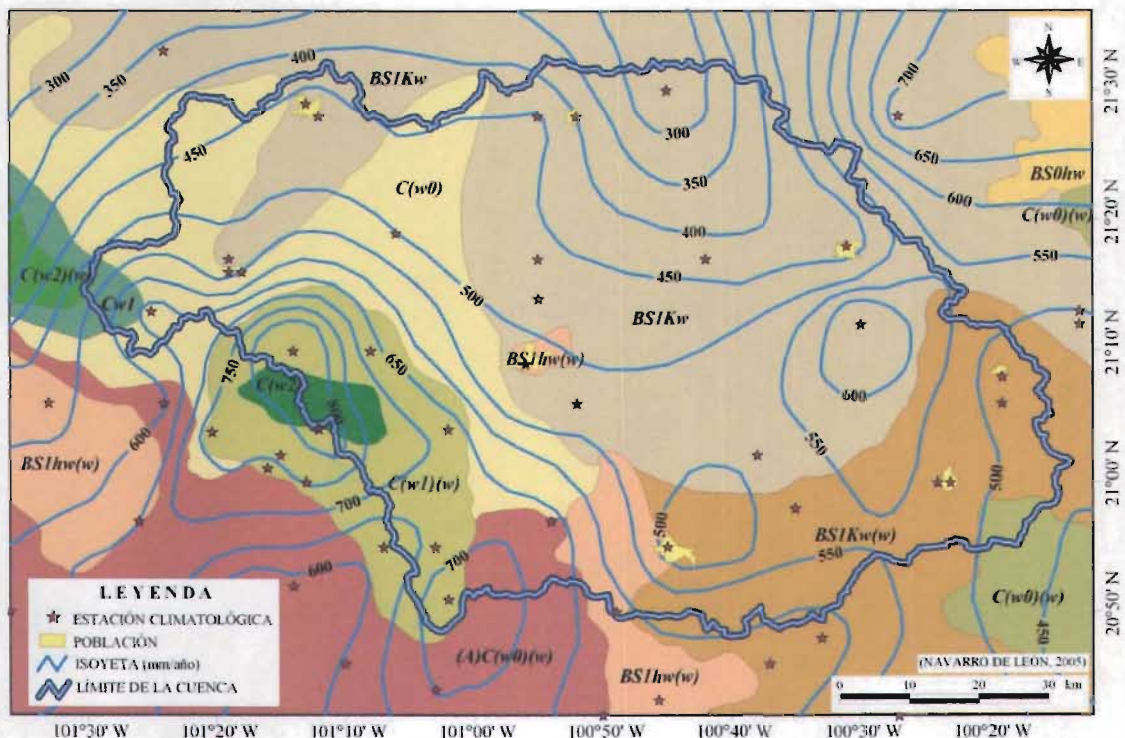


Figura 2.4. Distribución de climas en la CI. En el suroeste predomina el clima semicálido (A), templado subhúmedo (C) en las zonas altas y seco o árido (BS) en las porciones bajas del norte de la región. Se presenta también la distribución de isoyetas medias anuales y la ubicación de las estaciones climatológicas.

La influencia de vientos húmedos provenientes del Océano Pacífico que ascienden por la vertiente suroeste de la Sierra de Guanajuato propician la transición del clima semicálido a templado subhúmedo y finalmente a seco en la región (García, 1981). La información meteorológica de las 60 estaciones existentes en la región, con períodos de registro de 30 años en promedio (INIFAP, 1998), indica que la precipitación media anual es de 576 mm y la máxima precipitación mensual promedio (131.38 mm) ocurre durante el mes de julio; la mínima mensual promedio es de 7.13 mm y se presenta durante marzo. Las mayores precipitaciones (> 700 mm/año) ocurren en la Sierra de Guanajuato, en el sur y sureste de la zona de estudio se presentan precipitaciones moderadas (500-700 mm/año) y las menores ocurren en el norte. La temperatura media anual es de 16 °C, la temperatura máxima promedio es de 25 °C en el mes de mayo y la mínima es de 9 °C durante enero. La evaporación media anual es de 1,828 mm, la máxima evaporación mensual promedio es de 210 mm (abril y mayo), la mínima mensual promedio es de 102 mm (diciembre y enero).

2.3.4. SUELOS

El tipo y distribución de suelos está asociada al tipo de roca, estructura geomórfica y condiciones climáticas; las unidades de suelo predominantes son feozems y vertisoles, que cubren aproximadamente el 80 % de la superficie. Los feozems lúvicos se presentan en la parte central, desde la ciudad de Dolores Hidalgo hasta el borde meridional de la cuenca. Los feozems háplicos se encuentran al norte del graben o valle central, el graben de La Saucedá, el graben de San José Iturbide-Dr. Mora, la Sierra de los Cuarzos, la Sierra de Pozos y al norte del graben de Laguna Seca. Los vertisoles pélicos se distribuyen en el graben El Refugio, Laguna Seca y en la parte suroeste del graben San José Iturbide-Dr. Mora. En menor proporción existen otros tipos de suelos como los xerosoles háplicos en el valle de San Felipe; los luvisoles crómicos se presentan al noreste de la Sierra de Guanajuato y al norte de San Luis de la Paz. En el graben de San Luis de la Paz, predominan los suelos castañozem lúvicos (SPP, 1980).

2.3.5. VEGETACIÓN

El bosque de pino-encino predomina a elevaciones superiores a los 2,400 msnm y se presenta en las sierras de Santa Bárbara, El Cubo, Guanajuato, Los Cuarzos y San José Iturbide. Los pastizales naturales se localizan al norte de San Felipe, al sur de la Sierra de Guanajuato, en el graben de La Saucedá, en las cercanías de San Miguel de Allende y al noreste de la cuenca. En la Sierra de Pozos y cubriendo pequeñas áreas del centro de la planicie, se encuentran comunidades vegetativas mixtas de matorral desértico. En la mayor parte de la planicie, la vegetación natural ha sido removida con el fin de establecer tierras de cultivo. En el valle de San José Iturbide – Doctor Mora, la agricultura de riego representa alrededor del 40 % de la superficie, mientras que en el valle de Laguna Seca casi el 80 % de la superficie está destinada a la agricultura de riego. En el graben El Refugio, en las riberas del Río Laja y el valle de San Felipe hay otras áreas más pequeñas de riego agrícola. El resto de la superficie agrícola es de temporal (SPP, 1980).

CAPÍTULO III

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

3.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

La CI pertenece a la región hidrológica RH12 de la cuenca Lerma-Chapala y forma parte de la región hidrológico-administrativa Lerma-Santiago-Pacífico (figura 3.1). La cuenca Lerma-Chapala tiene 19 subcuencas y la CI ocupa el tercer lugar en extensión, con el 14 % de la superficie total. El borde oriental de la CI constituye un parteaguas continental, donde se dividen los escurrimientos hacia el Río Pánuco, en la vertiente del Golfo de México y los escurrimientos que descargan en los ríos Lerma y Santiago formando parte de la vertiente del Océano Pacífico (CNA, 1998).

Las corrientes superficiales que se generan en la porción oriental de la CI, son intermitentes y se presentan solo durante eventos importantes de precipitación. Los arroyos que inician en las montañas pierden rápidamente su caudal por efecto de la infiltración al llegar a la planicie. En el valle de San José Iturbide – Doctor Mora, los volúmenes escurridos por el Arroyo El Salitre son almacenados en la presa La Cebada; mientras que en el valle de San Luis de la Paz, el agua que escurre por el Arroyo Las Adjuntas es conducida a través de canales para regar tierras de cultivo. Anteriormente, cuando todavía no se construía esta infraestructura hidráulica, los escurrimientos de ambos valles llegaban al valle de Laguna Seca y formaban lagunas estacionales (de este hecho deriva su nombre) y en períodos de precipitación abundante los escurrimientos descargaban en el Río Laja. La modificación de las condiciones hidrológicas como resultado de la extracción intensiva de agua subterránea, como se verá a lo largo del presente trabajo, ha provocado un déficit en los escurrimientos que impiden mantener esta condición natural.

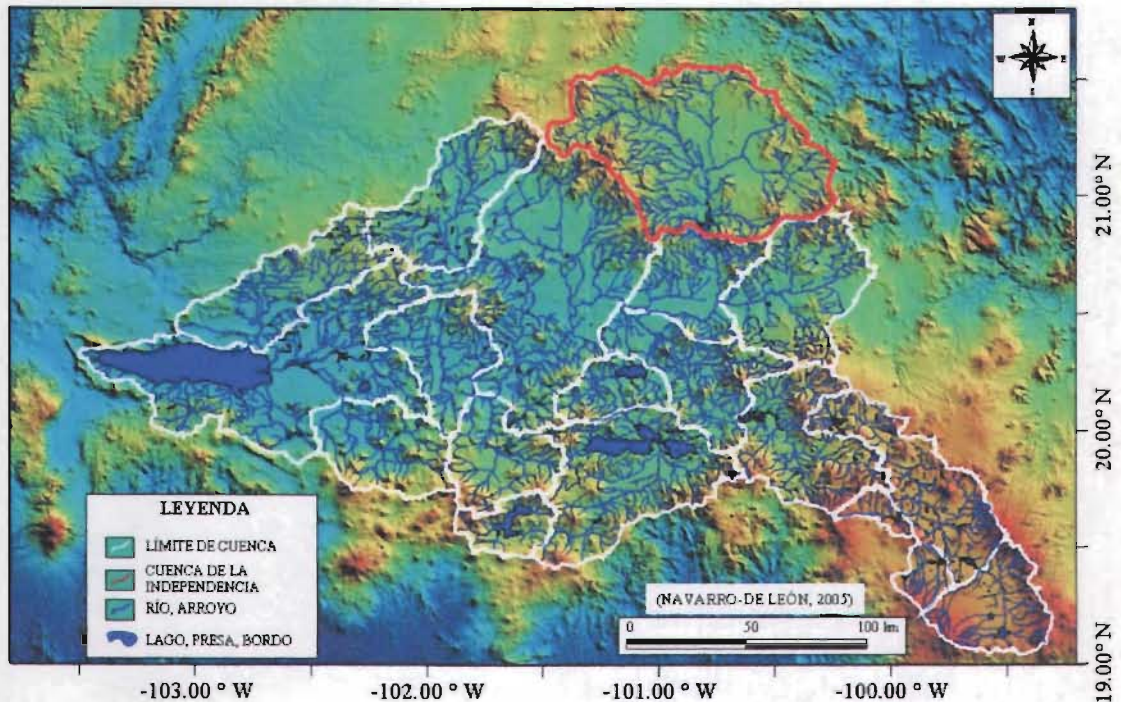


Figura 3.1. Cuenca Lerma-Chapala, mostrando las 19 divisiones hidrológicas o subcuencas.

El Río Laja recibe en forma parcial los escurrimientos de la Sierra de Santa Bárbara, la Sierra de Guanajuato y la Sierra del Cubo. El curso del río presenta un control estructural, con cambios abruptos en su dirección. El río nace de los escurrimientos generados a una altitud del orden de 2,950 msnm, en la pendiente oriental del Cerro San Juan, situado a unos 22 km al noreste de la ciudad de León, Guanajuato; en el extremo occidental de la CI. La corriente colectora recibe como tributarios los escurrimientos procedentes de las sierras vecinas y es captada por una serie de bordos de poca capacidad y utilizados para riego en la población de San Juan de los Llanos, ubicada al sur de San Felipe. Los excedentes de estos bordos fluyen hacia el noreste hasta llegar a la ranchería Los Arrastres, donde a partir de este lugar, la corriente es conocida como Río Arrastres. El río cambia notablemente su dirección hacia el oeste, al pasar por la comunidad de San Pedro y durante esta parte del recorrido, recibe importantes aportaciones de corrientes tributarias que nacen en los cerros Divisadero y El Tecolote, incrementando sustancialmente su caudal. Al llegar a la comunidad de La Palma cambia nuevamente su dirección hacia el sureste y desde aquí es conocido como Río Laja. El río recibe por su margen izquierda, los escurrimientos provenientes de la Sierra del Cubo mediante los arroyos Cieneguita y El Saucito. Sin embargo, las contribuciones más importantes son las que recibe por la margen derecha, es decir, las que provienen de la Sierra de Guanajuato como el Río Dolores y el Río de la Erre. El Río Laja desde su nacimiento recorre una distancia de 115 km hasta desembocar en la presa "Ignacio Allende" al igual que lo hacen el Río San Miguel, San Marcos y el Arroyo Tlaxcalilla.

El cuerpo de agua superficial más importante en la cuenca es la presa “Ignacio Allende”, construida en 1965, posee una capacidad de 150 Mm³ y comprende una superficie de 16.30 km². La presa “Peñuelitas” construida sobre el Río de la Erre cuenta con una capacidad de 23.80 Mm³; la presa “Álvaro Obregón” construida sobre el Río Dolores tiene una capacidad de 111.38 Mm³ y la presa “Jesús María” ubicada sobre el Río Arrastres (Laja), tiene una capacidad de 24.57 Mm³. El agua de estas presas de almacenamiento es principalmente para uso agrícola.

3.2. HIDROMETRÍA

Los escurrimientos en la CI han sido registrados por estaciones hidrométricas desde la década de los 50's, cuando la entonces Secretaría de Recursos Hidráulicos instaló en 1957, la estación Obregón a aproximadamente 1 km al NNE de la Hacienda de La Quemada, en el municipio de San Felipe, en el cruce del Río Laja con la vía de ferrocarril México-Laredo, pero solamente operó durante dos años. Esta estación fue sustituida por la estación Puente Dolores, donde los volúmenes registrados son de 63.29 Mm³ anuales y son similares a los registrados en la estación anterior (Tabla 3.1). Los escurrimientos del Río Dolores han sido reportados por CEASG (1999) con volúmenes de 111.38 Mm³/año. La estación Peñuelitas registra los escurrimientos del río de la Erre que drena un área de 395 km², se localiza aguas abajo de la presa del mismo nombre y registra lecturas anuales de 26.94 Mm³ en promedio. La estación Cinco Señores afora los escurrimientos del Río San Marcos, cuya cuenca de drenaje es de 408 km², los caudales registrados son de 45.66 Mm³/año. La estación González aforaba los escurrimientos de una superficie de 120 km², drenados por el Arroyo Tlaxcalilla. La estación hidrométrica Begonia II, localizada aguas abajo de las compuertas de la presa “Ignacio Allende” registra escurrimientos medios anuales de 228.17 Mm³, los mayores volúmenes aforados corresponden a los meses de julio, agosto y septiembre (figura 3.2). Actualmente funcionan solo cuatro estaciones hidrométricas en el área de estudio.

Tabla 3.1 Estaciones hidrométricas en el Río Laja, CI (CNA, 1997).

Estación Hidrométrica	Longitud	Latitud	Corriente Aforada	Período de Registro	Escurrimiento medio anual (Mm ³ /año)
Obregón	101°05'53" W	21°19'35" N	Río Laja	1957-1958	61.67
Puente Dolores	100°54'00" W	21°10'01" N	Río Laja	1972-1993	63.29
Peñuelitas	100°52'23" W	21°06'16" N	Río de la Erre	1961-1988	26.94
Cinco Señores	100°55'01" W	20°57'23" N	Río San Marcos	1960-1994	45.66
González	100°50'53" W	20°52'51" N	Arroyo Tlaxcalilla	1961-1968 ^(a)	10.81
Begoña II	100°49'41" W	20°50'45" N	Río Laja	1965-1998 ^(b)	228.17

(a) Se suspendió su funcionamiento al quedar dentro del embalse de la presa “Ignacio Allende”.

(b) Esta estación sustituye a la estación hidrométrica Begoña I, que funcionaba 500 m aguas arriba.

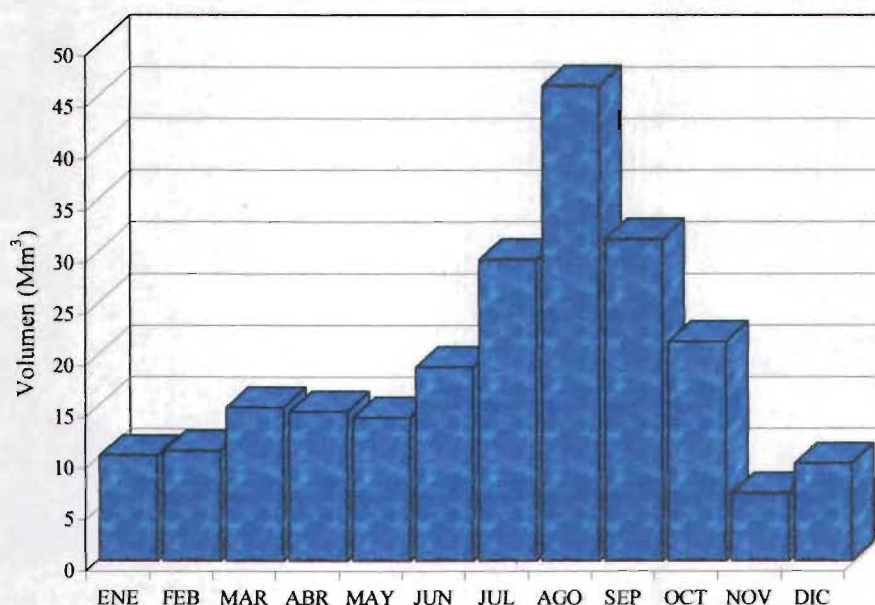


Figura 3.2. E scorrimento medio mensual del Río Laja determinado en la estación hidrométrica Begonia II.

La respuesta hidrológica de algunas subcuencas ha sido evaluada por Campos (2000), quien aplica el modelo modificado de Crawford (1984) en los Ríos de la Erre, San Marcos y el Arroyo Tlaxcalilla. Los resultados indican que el modelo es aceptable para períodos largos, pero carece de la capacidad para reproducir los escurrimientos mensuales, además los bajos requerimientos de información climatológica y el número de parámetros de ajuste en el modelo, provocan desviaciones durante la calibración. El modelo sin embargo, es presentado como una alternativa práctica para proyectos en los que no es posible aplicar transporte de información hidrométrica.

3.3. BALANCE HIDROLÓGICO SUPERFICIAL

El balance hidrológico superficial está determinado principalmente por el funcionamiento de las presas Jesús María, Álvaro Obregón, Peñuelitas e Ignacio Allende; así como por los escurrimientos del Río Laja y sus afluentes. Para el balance se utilizó la información hidrométrica del sistema BANDAS (CNA, 1997), la información de volúmenes de agua asignada a riego fue obtenida de CEASG (1999) y el cálculo de las evaporaciones se realizó a partir de la información climatológica reportada por INIFAP (1998). Existe un balance hidrológico superficial para el Río Laja (CEASG, 1999); sin embargo, contiene algunas inconsistencias como son: (a) la ubicación incorrecta de las estaciones hidrométricas, ya que consideran a la estación Obregón sobre el Río Dolores y no sobre el Río Laja; la posición de la estación Puente Dolores la ubican aguas abajo de la confluencia entre los ríos antes mencionados y se considera el valor hidrométrico reportado

en la estación Pericos (163.48 Mm³/año), en lugar del valor de 228.17 Mm³/año que corresponde a la estación Begoña II. La estación Pericos se encuentra sobre el Río Laja, antes de la confluencia con el Río Lerma cerca de la ciudad de Salamanca, Gto. y registra además las aportaciones del Río Querétaro y el dren Neutla; y (b) problemas en el cálculo de los volúmenes extraídos para riego, pues se calcula un volumen de extracción de 86.42 Mm³/año, por diferencia entre los escurrimientos del Río Laja y el Río Dolores, esta consideración es el resultado de la incorrecta ubicación de las estaciones hidrométricas.

El balance hidrológico superficial de la CI (figura 3.3), comprende los siguientes aspectos:

a) *Pérdidas por evaporación en los embalses.* Se utiliza la superficie de los embalses, la evaporación media anual y un factor de corrección (c_p) para el cálculo de la evaporación en cuerpos superficiales libres a partir de registros obtenidos con evaporímetros de clase A (McCuen, 1998). Evaporación = Superficie del embalse x Evaporación media anual x c_p .

$$\begin{aligned} \text{Evap. Presa Ignacio Allende} &= 16'300,000 \text{ m}^2 \times 1.824 \text{ m/año} \times 0.3288 \\ &= 9'775,618.6 \text{ m}^3/\text{año} = 9.7756 \text{ Mm}^3/\text{año} \\ \text{Evap. Presa Álvaro Obregón} &= 499,781 \text{ m}^2 \times 1.824 \text{ m/año} \times 0.3288 \\ &= 299,734.3 \text{ m}^3/\text{año} = 0.2997 \text{ Mm}^3/\text{año} \\ \text{Evap. Presa Jesús María} &= 325,195 \text{ m}^2 \times 1.824 \text{ m/año} \times 0.3288 \\ &= 195,029.6 \text{ m}^3/\text{año} = 0.1950 \text{ Mm}^3/\text{año} \\ \text{Evap. Presa Peñuelitas} &= 89,767 \text{ m}^2 \times 1.824 \text{ m/año} \times 0.3288 \\ &= 53,836.1 \text{ m}^3/\text{año} = 0.0538 \text{ Mm}^3/\text{año} \end{aligned}$$

El volumen total evaporado de los embalses es 10.3241 Mm³/año.

b) *Pérdidas por evaporación en el cauce del Río Laja.* Estas pérdidas son obtenidas en forma similar que en los casos anteriores, considerando: una longitud del río desde la salida de la presa Jesús María hasta la desembocadura en la presa Ignacio Allende y tomando en cuenta la sinuosidad de la corriente (76 km), un ancho promedio del cauce de 7 m.

$$\begin{aligned} \text{Evap. en el Río Laja} &= 76,000 \text{ m} \times 7 \text{ m} \times 1.824 \text{ m/año} \times 0.3288 \\ &= 319,057 \text{ m}^3/\text{año} = 0.3191 \text{ Mm}^3/\text{año} \end{aligned}$$

c) *Volúmenes extraídos de los embalses para riego agrícola.* Las extracciones para riego agrícola de las presas Jesús María, Peñuelitas e Ignacio Allende se calculan en función de la superficie regada y la lámina de riego aplicada. Se considera una lámina de riego de 1.12 m, la cual es consistente con los valores reportados para la región y el tipo de cultivos (Bolaños, 1999; Scott y Garcés, 1999; Flores-López y Scott, 2000). La presa Jesús María abastece una área de riego de 2,100 ha, la presa Peñuelitas 1,882.50 ha y la Ignacio Allende 1,830 ha; el riego de estas superficies representa volúmenes de 23.52, 21.08 y 20.49 Mm³/año, respectivamente.

d) *Volumen de los escurrimientos.* Determinados mediante aforos en las estaciones hidrométricas, cuyos valores se muestran en la tabla 3.1.

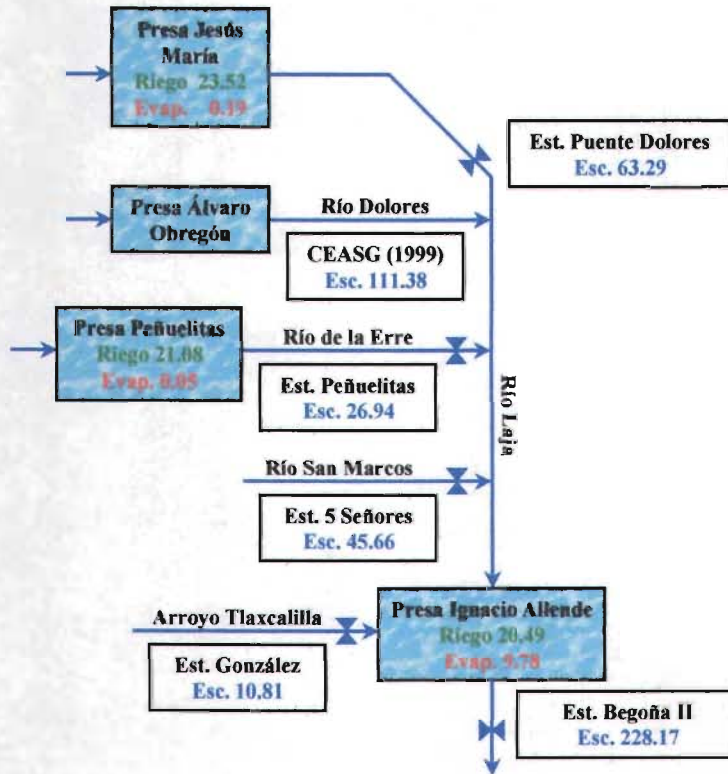


Figura 3.3. Balance hidrológico superficial (los volúmenes están expresados en Mm³/año).

Es preciso destacar que el volumen de los escurrimientos registrados en la salida de una cuenca, considera las pérdidas por evaporación, infiltración y extracción del agua en los cuerpos superficiales. Por consiguiente, las pérdidas y extracciones en los embalses de Jesús María, Peñuelitas e Ignacio Allende son consideradas en las estaciones hidrométricas de Puentes Dolores, Peñuelitas y Begoña II, respectivamente. El balance de agua superficial, se puede entender en términos del funcionamiento hidrológico de la presa Ignacio Allende. Los volúmenes captados están representados en forma aproximada por los aforos en las estaciones hidrométricas aguas arriba:

$$\begin{aligned}
 \text{Volumen captado} &= (63.29 \text{ Mm}^3/\text{año} + 11.38 \text{ Mm}^3/\text{año} + 26.94 \text{ Mm}^3/\text{año} + 45.66 \\
 &\text{Mm}^3/\text{año} + 10.81 \text{ Mm}^3/\text{año}) \\
 &= 258.08 \text{ Mm}^3/\text{año}
 \end{aligned}$$

El volumen liberado está representado por el volumen registrado en la estación hidrométrica Begofña II, la extracción para riego y las pérdidas por evaporación:

$$\begin{aligned}\text{Volumen liberado} &= (228.17 \text{ Mm}^3/\text{año} + 20.49 \text{ Mm}^3/\text{año} + 9.78 \text{ Mm}^3/\text{año}) \\ &= 258.44 \text{ Mm}^3/\text{año}\end{aligned}$$

Las discrepancias entre estos dos valores se pueden atribuir a la incertidumbre asociada en las mediciones, las pérdidas por infiltración o aportes por descargas de agua subterránea y a cambios en el volumen almacenado en las presas.

CAPÍTULO IV

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

4.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La evolución geológica de la CI, ubicada en la intersección de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (PVSMO), Sierra Madre Oriental (SMOr) y Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), ha dado como resultado la generación de rocas de diferentes tipos, con amplios rangos en su composición química y mineralógica (figura 4.1).

4.1.1. TERRENO GUERRERO Y CUENCA DE ARPEROS

El inicio de la historia geológica de la CI se considera a partir de las rocas más antiguas encontradas, de edad Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, pertenecientes al Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). Este consiste de rocas ígneas asociadas a un ambiente de subducción, desarrollado como un arco intraoceánico de islas y rocas sedimentarias depositadas sobre corteza oceánica y continental (Monod et al., 1990; Ortiz-Hernández et al., 1990; Lapierre et al., 1992a,b; Centeno-García et al., 1993; Tardy et al., 1994). Hacia el oriente de este arco, durante el Cretácico Temprano ocurrió el depósito de sedimentos pelágicos flyschoides sobre una cuenca oceánica conocida como Cuenca de Arperos (Freydier et al., 1996, 1998, 2000; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998). Sedlock et al., (1993), sugirieron que el desarrollo del arco intraoceánico estaba asociado a la subducción hacia el este de la Placa Paleo-Pacífica bajo corteza oceánica existente desde el Triásico (México nuclear). Por el contrario, Lapierre et al., (1992a) y Tardy et al., (1994) consideran que el arco fue el resultado de la subducción hacia el oeste de la corteza oceánica bajo la Placa Paleo-Pacífica, basándose en las características intraoceánicas de los magmas del arco y la sobreposición de rocas del arco sobre los sedimentos pelágicos de la

Cuenca de Arperos. Posteriormente la colisión y acreción del Terreno Guerrero con el cratón de Norteamérica, provocó que entre estas dos unidades, la Cuenca de Arperos quedara como una zona de sutura, referida como sutura Arperos. Al norte de la Sierra de Guanajuato son claras las relaciones estructurales del complejo ofiolítico (arco volcánico y la sutura de Arperos), por lo que Ortiz-Hernández et al., (1990) lo denominan “arco intraoceánico alóctono (del Cretácico Inferior) de Guanajuato”, por ser la última época de máxima actividad del arco y Guanajuato donde primero se ha descrito este magmatismo.

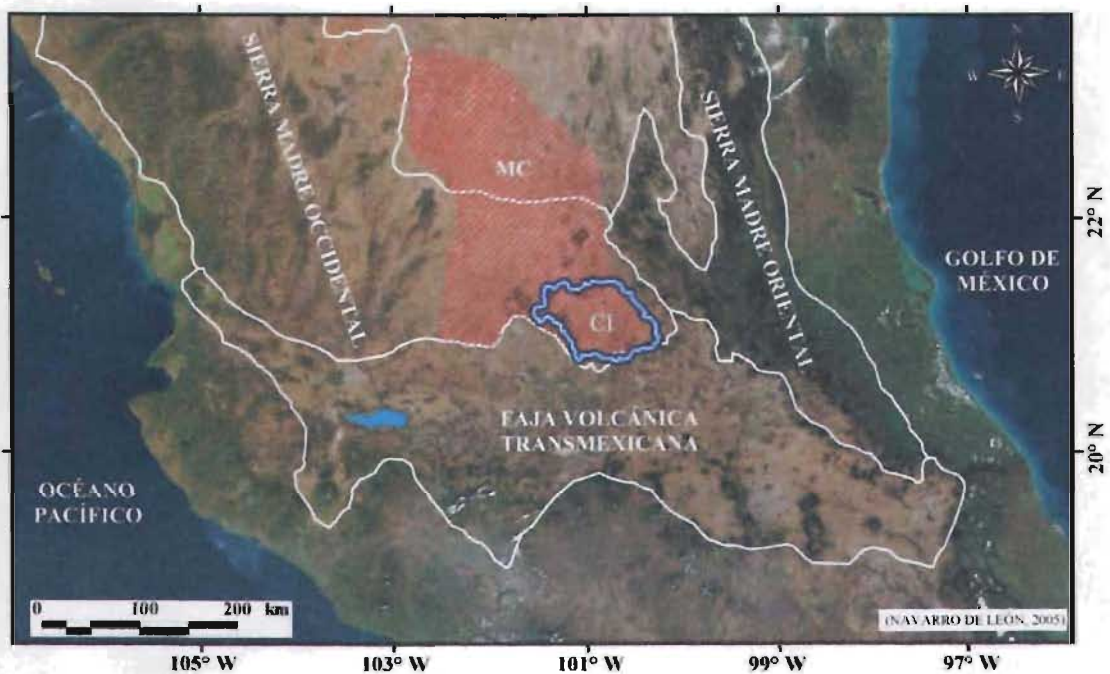


Figura 4.1. Ubicación de la CI en la intersección de las provincias PVSMO, FVTM y SMOr. Los límites de las provincias son transicionales lo que ha dado lugar a una amplia diversidad de rocas. El hachurado rojo muestra la provincia fisiográfica de la Mesa Central, MC (los límites de las provincias geológicas son tomados de Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Las relaciones estructurales del arco intraoceánico alóctono (Terreno Guerrero) y la sutura de Arperos con las rocas de la provincia SMOr, no se conocen con detalle. Esto es debido a que los contactos están cubiertos por depósitos ignimbríticos extensos de la PVSMO y el vulcanismo terciario de la FVTM (Eguiluz de Antuñano et al., 2000). Sin embargo, las observaciones en los escasos afloramientos y el análisis estructural regional, ha permitido que algunos autores consideren que el límite entre los dominios paleogeográficos del Terreno Guerrero con la SMOr, está representado por el sistema de fallas regionales Taxco-San Miguel de Allende con dirección N-S, que se extiende hasta Teloloapan, Guerrero (Campa y Ramírez, 1979; Martínez-Reyes, 1992; Centeno-García et al., 1993; Freydl et al., 1996; Alaniz-Álvarez et al., 2002a,b).

4.1.2. PROVINCIA VOLCÁNICA DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL

La PVSMO es una cadena montañosa de más de 1,200 km de longitud, que se extiende desde Arizona en los Estados Unidos hasta los estados de Jalisco y Guanajuato en México, con un ancho variable de 200 a 300 km ensanchándose en el extremo meridional. Está orientada en forma paralela a la costa del Océano Pacífico y posee una elevación promedio de 2,000 msnm (McDowell y Clabaugh, 1979). Desarrollada parcialmente sobre el antiguo arco intraoceánico y la zona de sutura de la Cuenca de Arperos, la provincia es la acumulación más grande conocida en la Tierra de rocas volcánicas de composición silícica, constituida principalmente por ignimbritas y riolitas (de Cserna, 1989, Aranda-Gómez et al., 2000).

Nieto-Samaniego et al., (1999), señalan que los principales eventos ocurridos durante el Terciario en el norte de la Costa Pacífica Mexicana, han sido: (a) un episodio de subducción que duró hasta el Mioceno Medio (Atwater, 1989); (b) un cese paulatino de la subducción mediante varios episodios de extinción o subducción completa de microplacas inducidas por la aproximación de la dorsal del Pacífico Oriental hacia la trinchera (Lonsdale, 1991); y (c) la apertura del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989). Estos eventos han influido en la configuración volcánica y estructural de las regiones centrales y occidentales del norte de México, formando la PVSMO y una amplia provincia extensional denominada Provincia Sierras y Cuencas Meridionales (PSCM), (Henry y Aranda-Gómez, 1992). La PVSMO en su porción sur se divide en las provincias fisiográficas de Sierra Madre Occidental (SMOc) y Mesa Central (MC). Las dos provincias fisiográficas están limitadas por la falla de Aguascalientes (en dirección N-S) y el límite oriental de la MC está representado por el sistema de fallas San Miguel de Allende - Catorce (N-S). La SMOc y la MC presentan diferentes características en el estilo de su vulcanismo y deformación, Nieto-Samaniego et al., (1999) propone que esto es debido a que pertenecen a bloques corticales con diferente espesor y composición. Los pulsos e intensidades en la actividad tectonomagmática están asociados directamente a las velocidades de expansión del fondo oceánico entre las placas Farallón y Pacífico, así como al reacomodamiento entre las placas tectónicas (Wark et al., 1990; Aranda-Gómez et al., 2000; Henry y Aranda-Gómez, 2000).

El vulcanismo que ha dado origen a la SMOc se ha dividido en dos etapas, la más antigua denominada "Complejo Volcánico Inferior", se remonta a un período comprendido desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno (100-45 Ma), consistente en intrusivos batolíticos y rocas volcánicas asociadas, predominantemente de composición intermedia. La etapa más reciente, cuya edad comprende desde el Eoceno al Mioceno Medio (34-27 Ma); ha sido denominada "Supergrupo Volcánico Superior" y está constituida principalmente por rocas de composición félsica como ignimbritas y complejos caldéricos, en menor proporción presenta lavas de composición máfica, esta secuencia alcanza en promedio los 1,500 m de espesor (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1981; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991 y Aranda-Gómez et al., 1997). Los modelos petrogenéticos propuestos para la generación de magmas félsicos en la SMOc, se dividen entre los que consideran a la fusión parcial de la corteza inferior (Ruiz et al., 1988; 1990), y los que proponen la evolución de magmas basálticos derivados del manto mediante

crystalización fraccionada y asimilación moderada de material cortical (AFC) (Cameron y Robinson, 1990).

En la MC después de la orogenia Laramide, se depositaron areniscas y conglomerados polimícticos en abanicos aluviales, en San Luis Potosí reciben el nombre de Formación Cenicera (Labarthe-Hernández et al., 1982), y en Guanajuato se conocen como Conglomerado Guanajuato (Edwards, 1955, 1956). Las edades para estas formaciones corresponden al Oligoceno-Eoceno y al Eoceno Temprano-Medio, respectivamente (Labarthe-Hernández et al., 1982, Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Durante el Eoceno fueron extruidas ignimbritas riolíticas, domos y flujos de lava andesítica en Zacatecas (Ponce y Clark, 1988; Lang et al., 1988), Guanajuato (Gross, 1975), San Luis Potosí (Labarthe-Hernández et al., 1982) y Aguascalientes (Nieto-Samaniego et al., 1996). Nieto-Samaniego et al., (1999), reporta una edad de 37.6 ± 1.9 Ma, correspondiente al Eoceno Tardío, para una secuencia de flujos andesíticos situados a 80 km al NW de San Luis Potosí.

En el Oligoceno ocurrió un aumento importante en la actividad volcánica y fueron emplazados grandes volúmenes de rocas de composición andesítica a riolítica. Orozco-Esquivel et al., (2002), agrupan las rocas volcánicas oligocénicas en dos secuencias tomando en cuenta su posición estratigráfica, relación estructural y características petrográficas y geoquímicas. En la secuencia inferior aproximadamente la mitad está compuesta por lavas andesíticas intensamente alteradas y algunas lavas traquíticas y riolíticas; el resto de la secuencia está formada por depósitos piroclásticos de composición riolítica. Esta secuencia aflora al occidente del graben de Villa de Reyes, entre San Luis Potosí y San Felipe. La secuencia superior esta representada por dos ciclos de extrusión de lavas riolíticas seguidos por eventos ignimbríticos de composición riolítica. Las riolitas se localizan a lo largo de las principales fallas formando domos, a los que se asocian depósitos de estaño y algunos contienen topacio. En menor proporción afloran pequeños cuerpos de lavas basálticas. Las edades radiométricas para ambas secuencias oscilan entre 30.8 ± 0.8 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1996) y 29.2 ± 0.8 Ma (Aguillón-Robles et al., 1994), correspondientes al Oligoceno Temprano. El estilo de los emplazamientos oligocénicos, predominantemente efusivos, contrasta significativamente con el vulcanismo explosivo documentado en la SMOc. La actividad volcánica oligocénica en la Mesa Central ha sido documentada por Labarthe-Hernández et al., (1982), Labarthe-Hernández y Jiménez-López, (1992, 1994), Aguillón-Robles et al., (1994); Nieto-Samaniego et al., (1996), Cerca-Martínez et al., (2000) y Orozco-Esquivel et al., (2002).

El vulcanismo del Mioceno está representado por un evento ignimbrítico, para el que asignan una edad de 22.2 ± 0.4 Ma (Cerca-Martínez et al., 2000). A partir de entonces, el carácter félsico de los productos volcánicos se torna intermedio y máfico, con tres eventos de vulcanismo andesítico-basáltico durante los periodos de 14.6 - 12.2 Ma, 11.1 - 8.8 Ma y 7.0 - 6.0 Ma. Durante estos eventos ocurren extensos derrames de lavas andesítico-basálticas que forman mesetas y el emplazamiento de estratovolcánes andesíticos y dacíticos hace 11.1 - 8.8 Ma en el sur y sureste de la CI (Cerca-Martínez et al., 2000).

4.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La deformación de las rocas que constituyen la CI, considerando la naturaleza de los esfuerzos, se puede dividir en deformación compresiva, representada por las orogenias Oregoniana (~100 Ma, Albiano-Cenomaniano) y Laramide (~65 Ma, Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano); así como en deformación extensiva, representada por cinco eventos ocurridos durante el Cenozoico.

4.2.1. DEFORMACIÓN MESOZOICA

De acuerdo con Ortiz-Hernández et al., (1990), las rocas más antiguas de la CI fueron afectadas durante el Albiano-Cenomaniano por esfuerzos compresivos que provocaron el cierre de la antigua cuenca oceánica y la colisión del arco magmático con el cratón de América del Norte. Los efectos de esta deformación fueron la proyección del arco intraoceánico hacia el NNE, lo que favoreció cabalgaduras con vergencia NNE y el desarrollo de pliegues isoclinales con ejes curvos en los sedimentos pelágicos de la Cuenca de Arperos, así como la sobreposición de un metamorfismo dinámico representado por cataclastitas y milonitas a un metamorfismo preexistente de facies de esquistos verdes. La segunda fase de deformación de tipo dúctil ocurrió durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano (Orogenia Laramide), la cual provocó el desarrollo de amplios pliegues horizontales con direcciones E-W, una incipiente esquistosidad en las unidades magmáticas y en la formación metavulcanosedimentaria de la Cuenca de Arperos. Los efectos de esta orogenia, son también observables en los afloramientos de la secuencia sedimentaria mesozoica perteneciente a la provincia de la SMOR; al sureste de San Miguel de Allende, en la Sierra de Pozos y al noreste de Doctor Mora. En general, la deformación mesozoica en la región ha sido poco estudiada y se carece de análisis estructurales y cinemáticos detallados.

4.2.2. DEFORMACIÓN CENOZOICA

4.2.2.1. Provincia Sierras y Cuencas Meridionales

El régimen tectónico compresivo que prevaleció durante el Mesozoico, se transformó a principios del Cenozoico por un régimen de tipo distensivo, dando origen a una provincia tectónica que se extiende desde el suroeste de Canadá hasta el centro de México, en los límites de la PVSMO y la FVTM (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000). Estos autores también consideran que la provincia se pudo haber extendido hacia el sur de México, antes del desarrollo del arco volcánico de la FVTM. Henry y Aranda-Gómez, (1992), la han denominado como Provincia de Sierras y Cuencas Meridionales (PSCM).

La extensión cenozoica ha sido ampliamente estudiada en el sureste de los Estados Unidos (Wernicke et al., 1988; Atwater, 1989; Westaway, 1989 y Axen et al., 1993). En México ha sido estudiada regionalmente por McDowell y Clabaugh (1979, 1981) y Henry y

Aranda-Gómez (1992), sin embargo la PCSM muestra varios dominios estructurales que difieren tanto en la historia geológica, como en el grado y estilo de la deformación. En su porción norte comprende los estados de Sonora y Chihuahua, donde los estudios vulcanológicos y estructurales han sido desarrollados principalmente por Henry (1989), James y Henry (1993), McDowell et al., (1997) y Aranda-Gómez et al., (2003); en la porción central que abarca los estados de Sinaloa y Durango, destacan los trabajos de McDowell y Keizer (1977), Henry y Fredrickson (1987), Aguirre-Díaz y McDowell (1991, 1993), Aranda-Gómez y Henry (1992), Luhr et al., (2001); la porción meridional de la provincia, que comprende los estados de Aguascalientes, Zacatecas, San Luis Potosí, Jalisco y Guanajuato, ha sido investigada desde el punto de vista estructural por Labarthe-Hernández et al., (1982), Tristán-González (1986), Aranda-Gómez et al., (1989, 2000), Aranda-Gómez y McDowell (1998), Nieto-Samaniego (1990), Nieto-Samaniego et al., (1992, 1996, 1997, 1999), Martínez-Reyes (1992), Quintero-Legorreta (1992); Cerca-Martínez et al., (2000) y Alaniz-Álvarez et al., (2001, 2002b).

Se han atribuido diferentes mecanismos para explicar la causa de la deformación extensiva, los cuales consideran: (a) la existencia de plumas del manto bajo la corteza litosférica que provocan un empuje ascendente y esfuerzo tensional en la superficie cortical (Westaway, 1989; Parsons et al., 1994); (b) interacciones entre las placas tectónicas Pacífica, Farallón y Norteamericana, que involucraron alteraciones en las velocidades de deriva y variaciones en las velocidades y ángulos de subducción (Severinghaus y Atwater, 1990); y (c) mecanismos intraplaca que involucran una acumulación de la energía potencial gravitacional provocada por el engrosamiento de la corteza y subsecuente colapso que se traduce en esfuerzos tensionales (Livaccari, 1991; Harry et al., 1993; Sonder y Jones, 1999; Jones et al., 1996; Liu, 2001). Estos modelos o mecanismos han sido propuestos para explicar el régimen distensivo en el sureste de los Estados Unidos y aunque en la PCSM, la información generada es relativamente escasa, los modelos propuestos pueden tener cierta aplicabilidad (Aranda-Gómez, et al., 2000).

4.2.2.2. Eventos de deformación en la Mesa Central

La extensión en la PCSM no ha ocurrido de forma continua debido a que, como ya se mencionó anteriormente, depende de la geodinámica de las placas tectónicas, por lo que la deformación a través del tiempo se manifiesta como pulsos o eventos con diferente intensidad. Los eventos en la actividad magmática y extensiva han provocado también diferencias en los volúmenes de magma eruptados, en el caso del vulcanismo; así como en la densidad, orientación y extensión de las fallas normales y fracturas, en el caso de la actividad tectónica (Aranda-Gómez et al., 2000). El vulcanismo y la extensión están estrechamente ligados y se presentan en forma simultánea o ligeramente desfasados, por lo general con el inicio del fallamiento después del vulcanismo. Es preciso destacar que un evento o pulso extensivo puede estar compuesto por una o más fases, separadas por períodos de menor actividad. En el sur de la MC, se han reconocido la existencia de cinco pulsos o eventos en la actividad extensiva en las siguientes épocas geológicas:

- (a) *Eoceno Temprano y Medio*, ha sido documentado por la datación radiométrica mediante el método de K-Ar en roca total, de un flujo de lava andesítica cuya edad es de 49.3 ± 1.0 Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Este flujo está intercalado en el miembro inferior de una secuencia de conglomerados polimícticos (Conglomerado Guanajuato, Edwards, 1955). Estos conglomerados fueron depositados en abanicos aluviales al pie de bloques fallados en la Sierra de Guanajuato durante el Eoceno y Oligoceno tempranos. El depósito de estos sedimentos y la activación de fallas ocurrió de manera sincrónica, como se ha interpretado por las grandes diferencias encontradas en sus espesores y la inclinación de las secuencias conglomeráticas. Este pulso estuvo caracterizado por tensión en la dirección NE-SW, permitiendo el desarrollo de fallas con orientación NW-SE y echados hacia el SW, este pulso representa el inicio de la extensión cenozoica.
- (b) *Eoceno Medio y Superior*, este segundo evento dió como resultado el desarrollo de fallas y fracturas en la dirección NE-SW, casi perpendiculares a las estructuras del primer evento. Aranda-Gómez y McDowell, (1998), han interpretado este evento con base en el análisis de las relaciones estructurales y las variaciones en la inclinación de las capas; así como los cambios en el tamaño y naturaleza de los clastos en el miembro superior del Conglomerado Guanajuato. Consideran que la edad para este evento tiene que ser menor de 49 Ma, pero mayor de 37 Ma, esto obtenido por fechamiento en el miembro inferior y el contacto por discordancia en el techo de la secuencia superior de conglomerados con la Riolita La Bufa, para la que se ha determinado una edad de 37.0 ± 3.0 Ma (Gross, 1975).
- (c) *Oligoceno Temprano*, este evento es catalogado como el pulso de mayor intensidad en la MC (Nieto-Samaniego et al., 1999). En la Sierra de Guanajuato, la falla Veta Madre (NW-SE) corta domos riolíticos fechados en 30 Ma y presenta un salto de casi 1,500 m, mientras que los minerales que rellenaron la veta están datados en 29.2 ± 2.0 Ma (Gross, 1975). En la región de San Luis Potosí, la primera evidencia clara de la extensión es el emplazamiento de los domos riolíticos de San Miguelito y diques a lo largo de fallas que indican una fase extensional hace 30 Ma. La principal fase de extensión se ha documentado por el desplazamiento de aproximadamente 500 m de la ignimbrita Cantera, datada en 29.0 ± 1.5 Ma (Tristán-González, 1986); el emplazamiento de la riolita El Zapote (27 ± 0.7 Ma) y la riolita Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma) a través de fallas que cortan la ignimbrita Cantera. En el norte de la PCSM, se ha registrado también este evento en el distrito de San Francisco del Oro - Santa Bárbara, en Chihuahua, donde se han depositado minerales en fallas con dirección NW-SE, el rango de edades del depósito es de 32 a 28 Ma (Grant y Ruiz, 1988; Henry et al., 1991). Durante este evento y los subsecuentes, ocurre una reactivación de las fallas de los sistemas preexistentes (cuya orientación es NW-SE y NE-SW), (Aranda-Gómez et al., 1989). En ambos sistemas, Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994) reportan actividad sincrónica en la Sierra de San Miguelito donde ocurre la intersección del graben de Villa de Reyes y el sistema de fallas de San Luis de la Paz - Salinas de Hidalgo.

- (d) *Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano*, este evento está representado por el desarrollo de fallas con desplazamientos verticales que alcanzan los 600 m, en algunas unidades ignimbríticas eruptadas hace 24.8 ± 0.6 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1996). Se ha documentado también este pulso en la región de Rodeo, Durango por Aranda-Gómez et al., (1997). La extensión se mantuvo hasta hace 20 Ma, seguida de una paulatina disminución durante parte del Mioceno Temprano y Medio.
- (e) *Mioceno Tardío - Plioceno Temprano*, ocurre una reactivación del fallamiento normal a partir de los 14.6 Ma que se extiende hasta los 4.6 Ma. El evento miocénico está formado por tres fases: (a) fallamiento en la meseta andesítica de San José de Allende, datadas en 14.6 ± 0.6 Ma y reactivación del antiguo sistema de la falla de San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002b), la cual está cubierta con derrames de edad de 12.4 ± 0.3 Ma del volcán Palo Huérfano (Nieto-Samaniego et al., 1996), esta fase tiene correlación con la observada en el Basalto Metates en el graben del Río Chico en Durango, para la que McDowell y Keizer (1977) reportan una edad aproximada de 12 Ma; (b) fallamiento en mesetas andesíticas y basálticas cercanas a La Ordeña, así como en la Andesita Allende, que aflora en la boquilla de la presa Ignacio Allende, al poniente del volcán Palo Huérfano, para la que Pérez-Venzor et al., (1996) reportan una edad de 11.1 ± 0.4 Ma. Esta fase continuó hasta 8.8 Ma, de acuerdo con Cerca-Martínez et al., (2000); (c) la última fase está indicada por fallas en dirección NE-SW, como las que se presentan en la meseta basáltica al sureste del volcán La Joya, para la que (Valdéz-Moreno et al., 1998) consignan una edad de 6.2 ± 0.6 Ma mediante el método de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, esta fase se extiende en otras localidades hasta 4.6 Ma (Aguirre-Díaz, 1996). También esta fase podría corresponder a la falla Palo Huérfano de dirección N80°E-SW con desplazamientos menores a los 100 m, que corta a lavas andesítico-dacíticas de la secuencia Cerro Colorado, al norte del volcán Palo Huérfano (Pérez-Venzor et al., 1996). Algunos autores sugieren que este evento corresponde ya con la transición extensiva de la MC y la FVTM (Valdéz-Moreno et al., 1998; Cerca-Martínez et al., 2000; Ferrari et al., 2000; Alaniz-Álvarez et al., 2002b).

4.2.3. Sistemas de fallamiento en la CI

La región de la CI (figura 4.2), está afectada por tres sistemas de fallas regionales de carácter extensivo:

- (a) *Sistema N-S*, representado por las fallas de San Miguel de Allende, Querétaro Norte, falla al poniente de la Sierra del Cubo, al este de Dr. Mora y las fallas que limitan el graben de la Laguna Seca. La traza de las fallas en superficie pueden alcanzar hasta los 25 km en forma ininterrumpida, y algunas fallas con interrupciones continúan cortando rocas de la FVTM; por ejemplo, la falla Querétaro Norte atraviesa esta ciudad y su traza puede ser seguida hasta aproximadamente 20 km al sur; la falla San Miguel de Allende se puede observar en la región del Bajío, pasa por el oriente de la ciudad de Celaya y continúa ~ 40 km al sureste de esta. La falla de San Miguel de Allende presenta un desplazamiento vertical de ~ 450 m al N de la ciudad del mismo nombre (Nieto-

norte y la falla La Gloria en el sur; la segunda pasa a ~ 2 km al NE de la ciudad de Guanajuato extendiéndose a lo largo de ~ 9 km en ambas direcciones (NW-SE) y la tercera se observa desde la ciudad de Lagos de Moreno, Jalisco hasta la ciudad de Silao, Guanajuato. El desplazamiento vertical de la falla La Quemada es incierto, mientras que en la falla Veta Madre se han determinado desplazamientos de 1,500 m (Gross, 1975). En la región de Comanja, al NW de la ciudad de León, Guanajuato; Quintero-Legorreta (1992) estima que el desplazamiento vertical de la falla Bajío es de 850 m; para la parte central de la falla, Aranda-Gómez et al., (1989) reportan desplazamientos de ~ 500 m y para el sur, en la intersección con el graben de La Saucedá (Nieto-Samaniego, 1990) determina un desplazamiento aproximado de 400 m. La dirección de inclinación en las fallas de este sistema es en su mayoría hacia el SW.

- (c) *Sistema NE-SW*, en el norte de la Sierra de Guanajuato, las fallas que limitan el graben de San Felipe tienen una orientación NE-SW y se ha considerado este graben como la extensión sudoccidental del graben de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986). En la porción central de la Sierra de Guanajuato, la falla Aldana tiene como límites NE y SW, las fallas Veta Madre y Bajío, respectivamente. En el sureste de la CI, este sistema de fallas da origen al graben de La Saucedá, donde Martínez-Reyes (1987) y Nieto-Samaniego (1990) denominaron la falla norte como falla La Gloria, cuya traza tiene una extensión aproximada de 17 km. El límite SW de la falla La Gloria está definido por la intersección con la falla Bajío, mientras que el límite NE continúa bajo los sedimentos recientes de la CI. Ambas fallas presentan una inclinación hacia el SE y los desplazamientos verticales de acuerdo con Nieto-Samaniego (1990) se aproximan a los 400 m. La falla Palo Huérfano, al norte del volcán homónimo, presenta una traza con una longitud aproximada de 12 km y su desplazamiento vertical ha sido determinado menor a los 100 m (Pérez-Venzor et al., 1996). Esta falla interseca al SW con la falla de San Miguel de Allende y es sepultada por sedimentos del graben El Carmen en el NE. Existen dos fallas subparalelas en dirección N48°E con una longitud de ~ 10 km, que cortan derrames al SE del volcán La Joya, reportadas por Valdéz-Moreno et al., (1998) y para las que se estima un desplazamiento aproximado de 50 m y una inclinación hacia el SE (Alaniz-Álvarez et al., 2001). Las fallas La Joya intersecan al NE con la falla Querétaro Norte. Existen otras fallas pertenecientes a este sistema que aunque sus trazas son de menor extensión, limitan importantes estructuras geológicas, como la falla al norte de Dr. Mora.

Es importante destacar, por un lado que no se descarta la existencia de fallas sepultadas bajo la cubierta de sedimentos recientes, donde variaciones espacialmente sistemáticas en la topografía, evidencian su presencia y actividad con el hundimiento de las fosas tectónicas al mismo tiempo que ocurría su relleno; y por otro lado, la existencia de fallas de menor extensión, paralelas a las fallas maestras o principales demuestra nuevamente, que diferentes períodos de actividad han dado origen al desarrollo de bloques inclinados de manera escalonada o de tipo “dominó” (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994; Nieto-Samaniego et al., 1997).

La interacción de los tres sistemas generales de fallamiento han generado un patrón de bloques romboidales entre las sierras y grábenes en la MC, esto se observa claramente en la Sierra de San Miguelito al SE de la ciudad de San Luis Potosí, que está limitada por los sistemas de San Luis de la Paz - Salinas de Hidalgo y graben de Bledos (NW-SE) y se intersectan con el sistema del graben de San Felipe - Villa de Reyes (NE-SW) (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994). Esta geometría se observa también en el NE de la Sierra de Guanajuato con la intersección de las fallas de San Felipe y La Quemada (Nieto-Samaniego et al., 1992); y en el SW de la Sierra de Pozos. El mecanismo propuesto para la generación de este patrón es una deformación tridimensional, donde los desplazamientos ocurren por actividad sincrónica de los sistemas de fallas NW-SE y NE-SW. Sin embargo, este mecanismo requiere de la reactivación de un plano preexistente de debilidad, por lo que los primeros eventos de deformación (ocurridos en el Eoceno y posiblemente a principios del Oligoceno) posiblemente fueron productos de deformación biaxial, lo que explica la inclinación de los sedimentos en el Conglomerado de Guanajuato (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). A diferencia de la deformación tridimensional que ha ocurrido en la MC, en la provincia SMOc ocurrió una deformación bidimensional, que se expresa por la formación de fallas normales paralelas (Nieto-Samaniego et al., 1999). El mecanismo para explicar la deformación y el patrón romboidal en la MC ha sido investigado por Aranda-Gómez et al., (1989); Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, (1995, 1997); Nieto-Samaniego et al., (1997); Nieto-Samaniego, (1999) y Nieto-Samaniego et al., (1999).

4.3. TRANSICIÓN DEL VULCANISMO Y LA DEFORMACIÓN DE LA PVSMO - FVTM

La transición del vulcanismo de la PVSMO hacia la FVTM, sucedió después del desplazamiento de los centros de emisión de la SMOc del norte hacia el sur, y del oriente hacia el poniente, con una dirección resultante NE-SW (Aranda-Gómez et al., 2000). Esta migración se manifiesta por cambios en la composición química, con una disminución progresiva del contenido de sílice en los productos extruidos. En la PVSMO se observa un cambio de vulcanismo asociado a margen convergente por un magmatismo intraplaca (Aranda-Gómez et al., 2002), dicho cambio es atribuido a la terminación de la subducción de la Placa Farallón y la extensión inicial del Golfo de California (Ferrari et al., 2002).

Cerca-Martínez et al., (2000), han determinado que el estilo del vulcanismo explosivo, propio de los eventos ignimbríticos y caldéricos de la PVSMO, fue reemplazado por un vulcanismo efusivo consistente en derrames fisurales de lavas intermedias y máficas, además del emplazamiento de estratovolcanes de composición intermedia, que señalan la incipiente actividad de la FVTM. Estos autores establecen la estratigrafía vulcanosedimentaria en la intersección de la MC y la FVTM, específicamente al sureste de la Sierra de Guanajuato, donde realizaron una cartografía y dataciones radiométricas (K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Los resultados indican la ocurrencia de tres grupos volcánicos: (a) un vulcanismo hace 30 - 22 Ma, dominado por ignimbritas silíceas voluminosas, domos de lava riolítica y extensos derrames de lava andesítica; (b) un vulcanismo transicional durante el período de 22 a 14 Ma, representado por rocas riolíticas y andesíticas, dominada por domos y en menor proporción por ignimbritas andesíticas; y (c) un vulcanismo

caracterizado por la erupción de basaltos y andesitas basálticas en amplias mesetas desde 14.6 Ma prolongándose hasta los 6.0 Ma, con el emplazamiento de grandes estratovolcanes durante el intervalo de 12 a 10 Ma. Sucedió una reducción en la actividad volcánica durante el período de transición comprendido entre los 22 y 14.6 Ma, que fue atribuida a reorganizaciones en la tectónica de las placas; concluyen que la transición en el vulcanismo fue gradual con respecto a la edad, aunque drástico con respecto a la composición y el estilo. En el sur de la CI y el valle de Querétaro, Alaniz-Álvarez et al., (2001), han caracterizado recientemente la transición entre la deformación oligocénica de la MC y la cuaternaria de la FVTM, donde reconocen cuatro eventos de deformación extensional. El evento más antiguo corresponde con la deformación oligocénica de la MC y el más reciente con la deformación pliocénica-reciente de la FVTM.

Ferrari et al., (2000), proponen que la transición entre la SMOc y MC con la FVTM, comprendida desde el Mioceno Medio y Tardío, estuvo caracterizada por una rotación progresiva, en el sentido contrario a las manecillas del reloj, del arco volcánico (orientado originalmente NW-SE y rotado al W-E). Esta rotación trajo también consigo una reorientación de los esfuerzos, las fallas extensionales con dirección NW-SE en el sur de la PVSMO, se transformaron en un sistema de fallas transcurrentes con dirección W-E en la parte central de la FVTM. Este fallamiento transtensional izquierdo sirvió como control del vulcanismo inicial (miocénico), constituyendo los conductos para el ascenso de magma y determinando la orientación oblicua de la FVTM con respecto a la trinchera de Acapulco (Ferrari et al., 1994; Ego y Ansan, 2002). El vulcanismo máfico predominante en las fases iniciales de la FVTM (11 - 7 Ma), está representado por derrames lávicos fisurales y volcanes monogenéticos que definen alineamientos con orientación W-E. Se han identificado tres regiones o distritos en la actividad miocénica de la FVTM, de acuerdo con las características vulcanológicas y petrológicas: Nayarit, Jalisco-Guanajuato y Querétaro-Hidalgo (Verma et al., 1985; Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1992; Ferrari et al., 1994, Moore et al., 1994; Suter et al., 1995, 2001; Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). El análisis de los materiales volcánicos en la región de Jalisco-Guanajuato demuestra que las rocas son productos derivados de subducción, sin la participación de material del manto, en contraste con los resultados de Moore et al., (1994), quienes proponen el ascenso astenosférico de magma para explicar el origen de basaltos en las cercanías de Guadalajara. Esto pone de manifiesto la complejidad y diversidad de los procesos de generación magmática a lo largo de la FVTM.

El análisis de la transición del vulcanismo y la deformación entre las provincias PVSMO y FVTM, resulta fundamental debido a que, en esta última, existen interesantes planteamientos con respecto a su génesis y evolución que no han sido plenamente resueltos. A pesar de los avances logrados en los últimos 30 años en la reconstrucción de la estructura del sistema de subducción, el establecimiento de la edad y la evolución geológico-tectónica de muchos aparatos y estructuras volcánicas, así como el esclarecimiento de la petrogénesis de algunos magmas (Mooser, 1972; Demant, 1978; Verma, 1985; Ferrari, 2000).

4.4. ESTRATIGRAFÍA

Las descripciones de las unidades estratigráficas en la CI y sus alrededores se habían realizado hasta mediados del siglo XX, solo en las zonas que representaban interés económico asociado a los yacimientos en la Sierra de Guanajuato y la Sierra de Pozos (Monroy, 1888; Bostford, 1909; Wandke y Martínez, 1928; Edwards, 1955). A partir de entonces se han descrito otras unidades estratigráficas en trabajos realizados con diversos objetivos y que comprenden parcialmente la CI. La evolución geológica y la secuencia estratigráfica de la CI presentada en este trabajo está basada en la propuesta recientemente por Alanis-Ruiz (2002), desarrollada a partir del análisis de trabajos previos, fotointerpretación y trabajo de campo en la región de la CI.

4.4.1. MESOZOICO

4.4.1.1. Jurásico Superior - Cretácico Inferior [*Js-Ki (Px-D-Tn)*, *Js-KiM (A-Cz-Ar-D)*]¹

Las rocas más antiguas en la CI pertenecen a un complejo plutónico de composición gabroica-tonalítica que constituye las raíces de un arco intraoceánico del Jurásico Tardío y probablemente del Cretácico Temprano, aflora también un complejo filoniano de composición gabroica-diorítica y tonalítica-trondhjemítica cortado por un enjambre de diques dolerítico-basálticos y una secuencia metavulcano-sedimentaria de origen marino compuesta por lavas basálticas y andesíticas sobreyacidas por sedimentos pelágicos de tipo flysch. El complejo filoniano y la secuencia metavulcanosedimentaria pertenecen al Arco del Cretácico Inferior de Guanajuato (Ortiz-Hernández, 1990; Martínez-Reyes, 1992; Martínez-Reyes et al., 1995). En forma simultánea hacia el nororiente del arco, se depositaron los sedimentos pelágicos en la Cuenca de Arperos (Monod et al., 1990; Lapiere et al., 1992; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998). El complejo plutónico y el Arco de Guanajuato son parte del dominio paleogeográfico del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Lapiere et al., 1992a,b; Centeno-García et al., 1993; Tardy et al., 1994).

Las relaciones estratigráficas en las rocas jurásicas y cretácicas son confusas debido a la deformación y cizallamiento intensos, pues han sido objeto de dos deformaciones compresivas: la orogenia Oregoniana (Albiano-Cenomaniano) y la Orogenia Laramídica (Cretácico-Terciario), las cuales produjeron cabalgaduras, pliegues y metamorfismo de bajo grado (Pasquaré et al., 1991). Alanis-Ruiz (2002), denomina a todas las rocas de estas edades como “Complejo Basal” debido a que las edades de las rocas tampoco se conocen con detalle y solamente algunas han sido fechadas. Sin embargo, a partir del análisis estructural y la determinación del rango cronoestratigráfico de los fósiles encontrados en la secuencia sedimentaria se ha logrado establecer la estratigrafía para estas rocas. A continuación se describen brevemente las principales unidades estratigráficas en orden decreciente de edad.

¹ (Jurásico superior, Js; Cretácico inferior, Ki; M, Metamórfico; Piroxenita, Px; Diorita, D; Tonalita, Tn; Andesita, A; Caliza, Cz y Arenisca, Ar).

Js-Ki (Px-D-Tn)

El complejo plutónico aflora al noroeste y al oriente de las ciudades de Guanajuato y León, respectivamente. Se ha dividido en tres unidades:

Unidad ultramáfica San Juan de Otates: aflora en un área aproximada de 12 km², principalmente a lo largo del arroyo San Juan de Otates. Esta unidad está integrada por una serie de escamas tectónicas de serpentinitas, werhlitas, gabros de piroxeno y hornblenda, así como clinopiroxenitas de olivino que presentan un grado bajo de serpentinización y texturas de acumulación (Ortiz-Hernández, 1990). La piroxenita San Juan de Otates es una roca masiva, cristalina, color verde oscuro que al serpentinizarse adquiere un color verde claro. No existen dataciones radiométricas que indiquen la edad de esta unidad.

Tonalita Cerro Pelón: originalmente descrita por Bostford (1909) como un “granito” expuesto entre el Mineral de la Luz y la Veta Madre. Posteriormente descrita por Wandke y Martínez (1928), como una roca masiva de color claro, cristalina de textura porfídica que al alterarse se torna amarillenta y deleznable. Martínez-Reyes (1992), la denomina como Tonalita Cerro Pelón por mostrar una topografía suave y redondeada; presenta un fracturamiento intenso y es atravesada por enjambres de numerosos diques de diabasa que llegan a alcanzar hasta los 2 m de espesor. La composición mineralógica de la tonalita es variable y puede presentarse como diorita cuarcífera y trondhjemita, por lo que habían sido denominados, *in sensu lato*, como plagiogranitos de Guanajuato (Ortiz-Hernández, 1990). Monod et al., (1990), determinan una edad de 157.1 ± 8.8 Ma (K-Ar, en roca total), correspondiente al Oxfordiano-Kimmerigiano.

Diorita Tuna Mansa: está constituida por dioritas de hornblenda-biotita, con zonas de clinopiroxenitas. Esta unidad puede presentar localmente facies gabroicas, en ocasiones con estructura lenticular (*flaser*). Ortiz-Hernández (1990), determina una edad radiométrica de 122.5 ± 5.6 Ma (K-Ar, en anfíbol) en las dioritas y 112.5 ± 6.8 (K-Ar, en roca total) para las facies gabroicas; las edades corresponden al Barremiano y Albiano, respectivamente. Aflora en el poblado de Tuna Mansa y en los alrededores de El Jitomatal, donde es cortada por diques doleríticos.

KiM (A-Ar-D)

Esta unidad aflora en la Sierra de Guanajuato y en la Sierra de los Cuarzos, al SE de la CI.

Diorita La Palma: definida por Martínez-Reyes (1987), esta unidad también es conocida como Complejo Filoniano Santa Ana (Monod et al., 1990). Tiene una litología muy heterogénea, con composiciones que varían de gabroico-diorítica a tonalítico-trondhjemítica. Está cortada por un enjambre de diques granofídicos, doleríticos y basálticos que se intersectan en todas direcciones. En la base de este complejo se encuentran gabros de acumulación que alcanzan un espesor de 150 m, graduando a gabros

subdoleríticos en su parte superior. Este complejo aflora en la zona comprendida entre el cerro El Cubilete, Mineral La Luz y la ciudad de Guanajuato. Las edades determinadas en la roca encajonante tonalítico-trondhjemítica es de 157.1 ± 8.8 Ma y 143 ± 9.6 Ma en la roca de composición gabroico-diorítica, ambas edades obtenidas por el método de K-Ar, en roca total (Monod et al., 1990).

Complejo Sierra de los Cuarzos: se presenta como un basamento metamórfico plegado y cizallado que abarca aproximadamente 250 km^2 y presenta espesores que rebasan los 1,000 m, constituido por esquistos y filitas con segregación de lentes de cuarzo, cubiertas por lavas andesíticas metamorfizadas. Se carece de información geológica y estructural detallada de este complejo, así como de fechamientos radiométricos.

Complejo Vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato: bajo este término Martínez-Reyes (1987) ha denominado a las rocas volcánicas y sedimentarias marinas del Cretácico Inferior que afloran en la Sierra de Guanajuato. Las rocas pertenecientes a este complejo se encuentran intensamente plegadas, falladas y fracturadas debido a los efectos de las dos orogenias mesozoicas compresivas, seguidas por la actividad tectónica cenozoica extensiva (Nieto-Samaniego et al., 1992). Las unidades que integran el complejo son las siguientes:

- a) *Unidad basáltica La Luz:* originalmente fue descrita por Randall et al., (1994), para referirse a una sucesión de aproximadamente 1,000 m de espesor, compuesta por derrames de lava con estructura que varía de masiva a almohadillada, intercalados con pedernal, piroclastitas básicas (tobas, brechas y hialoclastitas) y raramente con rocas volcanodetríticas y derrames dacítico-riodacíticos. Esta secuencia ha sido afectada por un metamorfismo de bajo grado. La edad radiométrica obtenida por el método de K-Ar en roca total, para los derrames lávicos es de 108.4 ± 6.2 Ma, correspondiente al Albiano (Monod et al., 1990).
- b) *Toba El Cubilete:* nombre asignado por Ortiz-Hernández (1988), para una secuencia de tobas basálticas y grauvacas tobáceas verdes que afloran en la base del cerro El Cubilete y se encuentran en contacto tectónica con la unidad basáltica La Luz. No existen reportes que indiquen la edad de esta unidad.
- c) *Formación Arperos:* secuencia metavulcanosedimentaria flyschoides constituida predominantemente por grauvacas con fragmentos subangulosos de lava basáltica, plagioclasa, epidota y cuarzo, intercaladas con lutitas silíceas, pedernales, material tobáceo, limolitas laminadas, calizas micríticas de estratificación delgada y areniscas conglomeráticas. Estos sedimentos se encuentran concordantemente sobre basaltos almohadillados, diques doleríticos y gabros subdoleríticos de afinidad alcalina. Esta secuencia ha sido llamada informalmente como "formación Arperos" por Chiodi et al., (1988) y Monod et al., (1990). Con base en el análisis micropaleontológico en los sedimentos, Corona-Chávez, (1988) establece un rango de edad comprendido del Titoniano al Valanginiano, para las rocas sedimentarias en la base de la secuencia, mientras que Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes (1987), sugieren una edad del Cretácico

Temprano para la parte superior. Las rocas de esta formación están afectadas por un metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes).

- d) *Caliza La Perlita*: secuencia de calizas, calcarenitas y algunos horizontes de lutita limolítica interestratificados. Las calizas son micríticas con oolitas, pellets y bioclastos, sobreyacen discordantemente a la formación Arperos y afloran al norte del poblado de Comanja de Corona, en la comunidad de La Perlita. El rango cronoestratigráfico de la fauna encontrada en las calizas es del Aptiano Temprano y Albiano Tardío (Chiodi et al., 1988 y Quintero-Legorreta, 1992).
- e) *Formación Esperanza*: secuencia de rocas metavolcanodetríticas interestratificadas con calizas de estratificación delgada, lutitas, areniscas y conglomerados, denominadas informalmente como Formación Esperanza por Echegoyén-Sánchez, (1978). Previamente a estas rocas se les había asignado una edad jurásica tardía (Taylor, 1971). Efloran en el distrito minero de Guanajuato, entre la presa de Esperanza y la Cañada de España.

KiM (Cz-Ar)

Cabalgando al complejo de la Sierra de los Cuarzos en el SE de la CI, se encuentra una secuencia de aproximadamente 250 m de espesor, consistente en una alternancia de limolitas, lutitas y areniscas. Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentran calizas con intercalaciones de lentes de pedernal negro. Vassallo et al., (1998), se refieren a esta secuencia como rocas vulcanosedimentarias del Jurásico - Cretácico, pues aunque no se han fechado, señalan que estas rocas son correlacionables con la formación San Juan de la Rosa (Kimmerigiano-Barremiano) que aflora en Vizarrón y norte de Cadereyta, en el estado de Querétaro.

4.4.2. CENOZOICO

4.4.2.1. Paleoceno - Eoceno [Te (Cgp-R-Gr)]¹

Los eventos geológicos que caracterizan al Paleoceno-Eoceno en la región de estudio son el emplazamiento de grandes cuerpos plutónicos de composición granítica, la extrusión de lavas de composición riolítica, la depositación de materiales piroclásticos de composición félsica y el desarrollo de depósitos de molasa representados por conglomerados y fanglomerados en las cercanías de fallas extensionales activas (Edwards, 1955; Fries, 1955; Echegoyén-Sánchez et al., 1970; Gross, 1975; Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

¹ (Terciario, Paleoceno-Eoceno, Te; Conglomerado polimíctico, Cgp; Riolita, R; Granito, Gr).

Granito Comanja, Te (Gr): aflora en la región de Comanja, al NE de la ciudad de León y existe también un pequeño afloramiento al E de la Sierra de Guanajuato, en San Antón de las Minas. Originalmente descrito por Wittich (1909) que menciona un granito de carácter pegmatítico en su estudio sobre los diques de la zona, sin embargo es descrito por Quintero-Legorreta (1992), como un cuerpo batolítico de aproximadamente 160 km². Macroscópicamente se presenta como una roca leucocrática, con fenocristales grandes y feldespato potásico de tamaño intermedio, dentro de una matriz de cuarzo y feldespato con algunos cristales de biotita. Microscópicamente muestra textura hipidiomórfica granular, consistente en cristales de cuarzo, feldespato potásico y escasa plagioclasa sódica. No presenta evidencias de metamorfismo regional ni deformación importante, no obstante presenta una aureola de metamorfismo de contacto con mineralogía variable que depende de las rocas encajonantes. La edad del granito ha sido determinada por Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo (1983), entre 58 ± 5 y 55 ± 4 Ma en la región de Comanja y entre 53 ± 3 y 51 ± 1 Ma en la región de San Antón de las Minas (Zimmermann et al., 1990). La forma semielíptica orientada en dirección NW-SE del granito, paralela a la Sierra de Guanajuato, así como su edad, sugieren una estrecha relación con los procesos geodinámicos que marcaron el fin del dominio compresivo y el inicio de la actividad extensiva del Cenozoico.

Conglomerado Guanajuato, Te (Cgp): inicialmente reportados por Villarelo-Torres et al., (1906), pero fueron descritos y definidos con este nombre por Wandke y Martínez (1928). Posteriormente, Edwards (1955, 1956), utilizó el término “conglomerado rojo”, sin embargo, Quintero-Legorreta (1992) propone enmendar el término y dejarlo solamente como Conglomerado Guanajuato, siguiendo el criterio establecido en el Código Estratigráfico para Norteamérica (NACSN, 1983). El Conglomerado Guanajuato es una secuencia de conglomerados polimícticos, areniscas y limolitas de origen continental en una matriz arcilloso-arenosa que incluye calcita, hematita y limonita (Lara-Hernández, 1986). Los clastos que componen los conglomerados son muy variados, pues se encuentran fragmentos líticos volcánicos de composición principalmente riolítica y latítica, en menor proporción existen fragmentos de rocas andesíticas, basálticas, graníticas y dioríticas. Esta secuencia se compone de dos miembros, el inferior formado por areniscas de color rojizas y café intercaladas en algunos lugares con lavas máficas e intermedias y capas de conglomerados, el miembro superior está integrado por conglomerados con gradación granulométrica, con bloques de hasta 1 m de diámetro en la base y disminuyen hasta el tamaño de guijarros en la cima. Esta unidad litológica aflora en los alrededores de la ciudad de Guanajuato, Neutla y en el bloque del alto de la falla Bajío. Las edades obtenidas por el método de K-Ar en las lavas del miembro inferior son de 49.3 ± 1.0 Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998), estos autores estiman la edad del miembro superior como > 37 Ma. La naturaleza del ambiente depositacional de la secuencia (depósitos de molasa y fanglomerados) le confiere una alta variabilidad en su espesor, cuyo máximo se ha estimado en $\sim 1,500$ m (Edwards, 1955). Aranda-Gómez y McDowell (1998), han interpretado estas variaciones y diferencias en el espesor e inclinación de la secuencia como indicadores de la actividad extensional del Paleogeno.

Formación Losero: está constituida por depósitos de ceniza volcánica y lapilli fino de composición félsica y color verde. Presumiblemente fue depositada en un ambiente lacustre. Sus componentes principales son cuarzo, sanidina y clorita. Esta formación aflora en el distrito minero de Guanajuato, alcanzando espesores hasta de 30 m. En algunos lugares sobreyace discordantemente al Conglomerado Guanajuato, mientras que en otros sitios se observa un contacto transicional. El techo de la secuencia piroclástica está en contacto con la riolita La Bufa, por lo que Wandke y Martínez (1928), la denominaron como arenisca La Bufa, sin embargo, es definida formalmente como formación Losero por Echegoyén-Sánchez et al., (1970). Por su asociación con la riolita La Bufa, la edad para esta secuencia se estima cercana, pero superior a los 37 Ma (Randall et al., 1994).

Riolita La Bufa: está formada por derrames piroclásticos de composición riolítica, yace sobre la formación Losero y bajo el conglomerado Calderones, presenta un color rosa o blanco. Contiene abundantes fenocristales de cuarzo, en una textura porfídica con matriz desvitrificada, se observan además algunos fragmentos líticos y de pómez colapsada. Fue descrita por Wandke y Martínez (1928), y posteriormente definida como riolita La Bufa por Echegoyén-Sánchez et al., (1970), quienes reportan un espesor aproximado de 180 m. Su edad es de 37 ± 3 Ma, determinada por el método de K-Ar (Gross, 1975). Se ha sugerido que esta unidad al igual que la formación Loseros y el conglomerado Calderones, son parte de un evento caldérico con distribución geográfica limitada al distrito minero de Guanajuato (Randall et al., 1994).

Conglomerado Calderones: aflora en la porción central y noroccidental del distrito minero de Guanajuato. Es una secuencia de conglomerados volcanoclásticos predominantemente riolíticos en una matriz de areniscas tobáceas, los cuales se encuentran interestratificados con ignimbritas andesíticas. La secuencia es de color verde claro con variaciones a blanco o café rojizo. Al igual que las unidades anteriores, fue definido por Echegoyén-Sánchez et al., (1970) y su espesor fue estimado en 200 m (Gross, 1975). No existen dataciones radiométricas o registros paleontológicos para esta unidad, pero por su posición estratigráfica es más joven que 37 Ma.

4.4.2.2. Oligoceno [Tom (R-A-Ig)]¹

El Oligoceno fue el período de actividad volcánica y extensiva máxima, durante este período fueron notables el número de eventos volcánicos así como el volumen de los magmas extruidos. En el Oligoceno Temprano, hubo un vulcanismo de carácter bimodal, con la coexistencia de magmas andesítico-basálticos y riolíticos, esto ha sido interpretado por algunos autores como el reflejo de un importante reacomodamiento de las placas tectónicas, que involucró cambios en la dinámica de los esfuerzos (Wark et al., 1990; Nieto-Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2000; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Cerca-Martínez et al., 2000). Posteriormente, en el Oligoceno Tardío, el vulcanismo fue

¹ (Terciario, Oligoceno-Mioceno, Tom; Riolita, R; Andesita, A; Ignimbrita, Ig).

unimodal, con una actividad riolítica-ignimbrítica intensa. Las siguientes unidades se presentan en el N y NW de la región de estudio.

Latita Portezuelo: en el área de estudio aflora al NE de la ciudad de San Felipe, en dirección al graben de Villa de Reyes, fue descrita por Labarthe-Hernández et al., (1982). Es una roca de color gris a café grisáceo, con textura merocrystalina, microporfídica, con arreglos traquíticos a pilotaxíticos. Los fenocristales son de sanidina y plagioclasa en una matriz afanítica. El espesor es altamente variable de 35 a 230 m. Por su posición estratigráfica, sobreyaciendo a la ignimbrita Santa María y subyaciendo a la riolita San Miguelito, su edad se estima mayor que 30 Ma.

Riolita San Miguelito: fue descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978). Son derrames de riolita rica en potasio que afloran en las sierras que bordean el valle de Villa de Reyes al NW y SE; en la región de estudio, esta roca aflora al norte de San Diego de la Unión. Las rocas tienen un color gris claro, presentan de textura porfídica con fenocristales de cuarzo y sanidina en una matriz afanítica, totalmente devitrificada con esferulitas. La riolita contiene una gran cantidad de pliegues de flujo. El espesor total se estima en 400 m, sobreyace a la toba El Quite, a la Latita Portezuelo y a la riolita El Carmen. La edad obtenida mediante el método K-Ar es 30 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1982), por lo que es correlacionable con la riolita Chichindaro del Distrito Minero de Guanajuato.

Ignimbrita Cantera: aflora en las serranías al NW y SE del graben de Villa de Reyes y al NW de la zona de estudio, donde constituye las principales rocas en la Sierra del Cubo. Al igual que las unidades anteriores, también fueron descritas por Labarthe-Hernández et al., (1982). La ignimbrita consiste en flujos de ceniza bien soldada de composición riolítica con abundante pómez colapsada, muestra un color rosa grisáceo. Los fenocristales son de sanidino y cuarzo, inmersos en una matriz con textura piroclástica-eutaxítica, parcialmente devitrificada. Su espesor varía de 60 a 390 m, sobreyace a la Latita Portezuelo y subyace a la riolita Panalillo. Los mismos autores que la describen, la han fechado en 29.0 ± 1.5 Ma, por el método de K-Ar.

Riolita Panalillo: es una secuencia de rocas volcánicas a la que Labarthe-Hernández et al., (1982) han dividido en dos miembros. El miembro inferior está compuesto por tobas de color crema, gradadas y estratificadas en capas de 10 a 40 cm de espesor. Contiene fenocristales de sanidina y cuarzo, así como algunos fragmentos de pómez; muestra también de manera aislada diques y horizontes lenticulares de basalto intercalado. La matriz es exclusivamente ceniza y muestra estructuras esféricas, interpretadas como el depósito de cenizas calientes en un ambiente acuático. El miembro superior está constituido por ignimbritas bien soldadas, de color rojizo a rosa claro. La textura es merocrystalina, microporfídica y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidina. La matriz está formada por vidrio, pómez y fragmentos líticos, y muestra evidencias claras de desvitrificación. Los espesores de la riolita Panalillo son muy variables, pues se encuentra rellenando fosas tectónicas y depresiones. La edad determinada por el método de K-Ar, es de 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1982), correspondiente al Oligoceno Tardío. Esta secuencia aflora al N de la ciudad de San Felipe.

Las unidades que a continuación se describen afloran en la porción occidental y sudoccidental de la CI.

Andesita El Cedro: es una secuencia constituida por derrames de lavas andesíticas y traquiandesíticas con intercalaciones, sobre todo hacia la base, de tobas andesíticas. Se distribuye ampliamente al E y SE de la Sierra de Guanajuato; fue definida formalmente por Echegoyén-Sánchez et al., (1970), quienes describieron estas lavas en el rancho El Cedro, al ESE de la cd. de Guanajuato. La andesita El Cedro es fácilmente distinguible por su coloración café o gris en las lavas y verde oscuro o gris en las tobas. Las lavas presentan textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa (andesina) y minerales máficos (hornblenda, augita, hiperstena) en una matriz microcristalina de plagioclasa y minerales máficos. Las tobas son de grano fino (< 0.5 mm), color verde oscuro o gris; contienen algunos clastos de andesita y están estratificadas en capas medianas (< 0.5 m). El espesor de esta unidad ha sido medido por varios autores en diferentes lugares del distrito minero de Guanajuato: Echegoyén-Sánchez et al., (1970) le asignaron 640 m, Gross (1975) 250 m y Nieto-Samaniego, (1990) estima un espesor superior a los 70 m en el graben de La Sauceda. Cerca-Martínez et al., (2000), han determinado una edad de 30.7 ± 0.4 Ma para esta secuencia (K-Ar, en roca total), correspondiente al Oligoceno Temprano.

Andesita Presa de Manantiales: nombre utilizado por Nieto-Samaniego (1990), para referirse a una secuencia de derrames andesíticos intercalados con tobas y material piroclástico más grueso, que afloran a lo largo de la falla meridional del graben de La Sauceda. La andesita es porfídica, con una coloración variable, café oscuro a negro, contiene fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa (andesina) y piroxeno (augita e hiperstena) en una matriz microcristalina formada por plagioclasa y piroxeno. Las tobas son cenizas finas con fenocristales de plagioclasa y en algunos sitios se observan piroclastos mayores, ambos son de composición andesítica. El espesor de la secuencia se calcula superior a 150 m y por la posición estratigráfica se estima su extrusión a principios del Oligoceno Temprano. Cerca-Martínez et al., (2000), determinan una edad de 30.6 ± 0.4 Ma (K-Ar, en matriz).

Riolita Chichindaro: esta unidad toma su nombre de un cerro ubicado en las cercanías de la ciudad de Guanajuato (Echegoyén-Sánchez et al., 1970). Se extiende ampliamente en el SE de la Sierra de Guanajuato y sobreyace a la andesita El Cedro. La unidad consiste en derrames de lava y tobas félsicas formando domos riolíticos, los cuales son cortados por una serie de diques asociados a nuevas emanaciones lávicas. Los domos presentan cuellos volcánicos con los derrames de lava dispuestos concéntricamente al cuello de la estructura. Los derrames son de composición riolítica, de color blanco o rosa; presentan textura porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespató potásico en una matriz cripto- o microcristalina de composición félsica. En algunos sitios se observan fenocristales de plagioclasa (oligoclasa). Las tobas y los conglomerados contienen exclusivamente clastos de riolita y pómez, de tamaño menor a 10 cm, inmersos en una matriz de grano fino. El máximo espesor estimado es de 400 m (Nieto-Samaniego, 1990). La edad radiométrica obtenida por el método de K-Ar en roca total es de 32 ± 1 Ma (Gross, 1975), mientras que (Nieto-Samaniego et al., 1997) ha determinado mediante el mismo método, edades de 30.1

± 0.8 y 30.8 ± 0.8 Ma en cristales de sanidina. Estas últimas determinaciones parecen más confiables considerando que es una determinación reciente, efectuada en concentrado de mineral y consistente con la edad de la unidad que le subyace. Sin embargo, para ambos casos, las edades obtenidas ubican a esta unidad en los límites del Oligoceno Temprano-Tardío.

Ignimbrita Cañada La Virgen: nombrada por Nieto-Samaniego et al., (1996) y descrita por Cerca-Martínez et al., (2000), para referirse a una secuencia de ignimbritas parcialmente soldadas, con fiames, cuarzo, sanidino y biotita. Presentan también fragmentos líticos de riolita y andesita. El espesor varía de 30 a 40 m. Sobreyace en algunos lugares a la riolita Chichíndaro, la edad reportada 28.6 ± 0.7 Ma (K-Ar, en sanidina), la ubica al inicio del Oligoceno Tardío (Nieto-Samaniego et al., 1996).

Ignimbrita San Nicolás: ignimbritas riolíticas que afloran en el sur de la Sierra de Guanajuato y en el graben de La Saucedá, en las cercanías del poblado de San Nicolás, de donde toma su nombre (Nieto-Samaniego, 1990). Su distribución no es muy amplia, debido a la erosión y al fallamiento, sobreyace en algunos lugares a la riolita Chichíndaro y en otros a la andesita Presa de Manantiales. La ignimbrita generalmente tiene una coloración rosa o café claro, raramente se observan las tonalidades blancas o amarillas. Está formada por material piroclástico, con distintos grados de soldamiento y desvitrificación. Presenta textura porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, incluidos en una matriz con microfragmentos de vidrio, que se presentan comúnmente como una masa criptocristalina félsica debido a la desvitrificación, en la matriz se observan además microcristales de cuarzo y feldespato potásico. Las partes no soldadas están formadas por fragmentos de pómez no colapsada, en una matriz tobácea fina con fenocristales de cuarzo y feldespato. El espesor es reducido alcanzando los 2 m en promedio, la unidad está expuesta en bancos casi horizontales. La edad reportada es de 24.8 ± 0.6 Ma (K-Ar, en sanidina), que corresponde al Oligoceno Tardío (Nieto-Samaniego et al., 1996).

Ignimbrita San José de Allende: aflora en la Sierra de Codornices, al W de la presa Ignacio Allende, de composición riolítica, se presenta densamente soldada, con abundantes fiames y fenocristales de sanidina, plagioclasa y cuarzo en una matriz gruesa de pómez. El espesor es variable, de 30 a 60 m. Cerca-Martínez et al., (2000) han determinado una edad de 22.2 ± 0.4 Ma (K-Ar, en sanidina). Las ignimbritas reportadas por Hasenaka et al., (1994) en los alrededores del poblado La Ordeña, al NE de la ciudad de Salamanca, cuya edad es de 23 Ma, parecen corresponder a este evento ignimbrítico, ocurrido al final del Oligoceno y que se prolongó hasta principios del Mioceno.

4.4.2.3. Mioceno [Tm (A-Da-B-R)]¹

El vulcanismo miocénico está caracterizado por la terminación del vulcanismo félsico de la MC, así como el inicio de un vulcanismo de composición andesítico-basáltica, el cual

¹ (Terciario, Mioceno, Tm; Andesita, A; Dacita, Da; Basalto, B; Riolita, R).

estuvo acompañado por la formación de grandes estratovolcanes que marcan la incipiente actividad de la FVTM en la zona y son determinantes en el cierre de la cuenca hidrogeológica bajo estudio. El vulcanismo miocénico está representado por mesetas y estratovolcanes que a continuación se describen.

Mesetas andesíticas-basálticas: interpretadas como el producto de una de las etapas iniciales de la FVTM, esta unidad consiste de mesetas formadas por derrames de composición andesítica y basáltica. Debido a su distribución amplia, esta unidad sobreyace a diferentes unidades, aflora al N de la CI, en los alrededores de San Diego de la Unión y en el NE cubriendo rocas volcánicas cerca de San Luis de la Paz y rocas sedimentarias en la Sierra de Pozos. Al S de la CI, se presenta también al W y al N de San Miguel de Allende, coronando la Mesa de San José de Allende y al cerro Palo Colorado, respectivamente. En general, las rocas intermedias y básicas se manifiestan como derrames precursores del emplazamiento de los estratovolcanes (domo dacítico cerro Colorado y andesita Allende en la base del volcán Palo Huérfano descritas por Pérez-Venzor et al., 1996; domo andesítico El Maguay y “lavas pre-volcán” en el volcán La Joya reportadas por Valdéz-Moreno et al., 1998 y derrame La Garrapata al N del volcán El Zamorano referida en Carrasco-Núñez et al., 1989). Se han documentado tres períodos de actividad volcánica en relación a las mesetas andesíticas-basálticas: un período inicial que comprende de 14.6 a 12.2 Ma, el segundo ocurre de 11.1 a 8.8 Ma y el último de menor duración hace 7.0 y 6.0 Ma. Los dos primeros corresponden al Mioceno Medio y el último al Mioceno Tardío (Cerca-Martínez et al., 2000).

Estratovolcanes miocénicos de la FVTM: durante el segundo período de actividad volcánica intermedia y máfica ocurrió el emplazamiento de tres edificios volcánicos en el S y SE de la CI. Estos volcanes revisten especial importancia porque son los conos compuestos más antiguos hasta ahora documentados del extremo septentrional de la FVTM (Nixon et al., 1987; Pasquaré et al., 1991 y Ferrari et al., 1999). Los estratovolcanes presentan las siguientes características:

- a) *Volcán Palo Huérfano:* ubicado al S de San Miguel de Allende sobre el escarpe de la falla. El edificio principal tiene un base casi circular con un diámetro aproximado de 12 km y está coronado por un cráter amplio de ~ 4 km de diámetro con forma de herradura abierta hacia el SW. El edificio principal se emplazó entre dos unidades más antiguas: en el flanco occidental de un domo de composición intermedia (dacítica), llamado cerro Colorado y una unidad de composición andesítica denominada como Andesita Allende. La edad determinada para el cerro Colorado es de 16.1 ± 1.7 Ma (K-Ar, en plagioclasa; Pérez-Venzor et al., 1996), mientras que la edad para la andesita fue de 11.1 ± 0.4 Ma, mediante el mismo método pero en roca total. La secuencia volcánica que constituye el edificio principal está formada por derrames de andesita y depósitos piroclásticos. Las rocas son andesitas de hiperstena con textura porfídica. Los fenocristales son plagioclasa, hiperstena y minerales opacos en una matriz que varía de merocristalina a holocristalina, con arreglos hialopiliticos a pilotaxíticos. El derrame en la cima del cono volcánico tiene una edad de 12.1 ± 0.6 Ma (K-Ar, en plagioclasa; Pérez-Venzor et al., 1996).

- b) *Volcán La Joya*: ubicado a 17 km al E del volcán Palo Huérfano, en el límite interestatal de Guanajuato y Querétaro. Al igual que en el volcán anteriormente descrito, La Joya se emplazó al SW de un domo andesítico (domo El Maguey) y sobre derrames de lava de composición andesítico-dacítica “lavas pre-volcán”. Valdéz-Moreno et al., (1998), han dividido la historia eruptiva del volcán, en los siguientes eventos; erupciones explosivas que dan lugar al depósito de tobas, pómez e ignimbritas expuestas sólo en las proximidades del volcán; erupción de una secuencia de lavas andesítico-dacíticas que formaron lóbulos de corta extensión pero de espesor importante (>100 m), con arreglo radial en torno al cono principal; y finalmente, la erupción de derrames que varían composicionalmente de andesita con piroxeno a dacitas con hornblenda. Las lavas andesíticas presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos, hornblenda y olivino, inmersos en una matriz microcristalina de plagioclasa y minerales máficos. Las “lavas pre-volcán”, específicamente las andesitas, han sido datadas en 10.6 ± 0.5 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, en matriz), la culminación de la actividad eruptiva del volcán ha sido fechada en 9.9 ± 0.4 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, en plagioclasa), posteriormente derrames máficos con edades de 6.2 ± 0.4 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, en roca total) cubren el flanco suroeste (Valdéz-Moreno et al., 1998).
- c) *Volcán Zamorano*: se localiza a 42 km al NE del volcán La Joya, en el SW de la CI. Es el volcán de mayores dimensiones y el más elevado de la región (~ 3,400 m.s.n.m.). Es un estratovolcán andesítico de edad miocénica-pleistocénica, al que se encuentran asociados importantes volúmenes de ignimbritas de composición riolítica. Carrasco-Núñez et al., (1989) dividieron la secuencia evolutiva de este aparato volcánico en tres etapas: edificación de un cono central constituido por derrames de lava y piroclastos intercalados, de composición andesítica; emisión de grandes volúmenes de ignimbritas originadas a partir de erupciones muy explosivas; y el emplazamiento de domos dacítico-andesíticos, uno de los cuales ocupa la parte central del cono, y de derrames de lava andesítica en forma de mesetas. La secuencia basal se presenta en forma de derrames masivos y parcialmente lajeados de andesita basáltica de color gris oscuro, con textura afanítica y en ocasiones porfídica. La secuencia está compuesta por microlitos orientados de labradorita y microfenocristales de orto- y clino-piroxeno, rodeados por una matriz vítrea. En la parte superior, la andesita se presenta de color más oscuro, con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa maclada y zonada, clino- y orto-piroxeno en una matriz hialopilitica. La edad obtenida por el método K-Ar, en roca total, para estas andesitas es de 10.9 ± 0.5 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1989). Estos autores, denominan a la secuencia ignimbrítica como *Ignimbrita Zamorano* y la subdividen en dos miembros con base en las características petrográficas y geoquímicas. La terminación del vulcanismo incluye el sellado del conducto central por un domo dacítico-andesítico y el emplazamiento periférico subsecuente de domos de la misma composición.

Existe otro estratovolcán con características similares a los anteriores, mencionado por Pérez-Venzor et al., (1996) y Valdez-Moreno et al., (1998), que se ubica al S de la CI, en las inmediaciones de los volcanes Palo Huérfano y la Joya, llamado volcán San Pedro.

Se carece, sin embargo de información detallada de su petrografía, geoquímica y edad radiométrica que permita reconstruir su historia evolutiva.

4.4.2.4. Plioceno - Pleistoceno [TnQ (Cgp-Ar-Lm)]¹

Desde el Mioceno Temprano han ocurrido importantes acumulaciones de sedimentos derivados de la erosión, que permitieron el relleno de las fosas tectónicas y constituyeron parte del acuífero granular de la CI. En los alrededores de la Sierra de Guanajuato se depositó una secuencia de sedimentos clásticos color amarillo a café claro, denominado conglomerado Xoconostle. El ambiente depositacional es continental y fluvioacustre. Al pie de las montañas, la secuencia está compuesta por brechas y conglomerados parcialmente consolidados, con bloques y gravas en una matriz de arenas medianas y gruesas; mientras que en la planicie consisten de gravas, arenas, limos, arcillas y cenizas volcánicas. Verticalmente la secuencia de sedimentos muestra una clasificación granulométrica baja, sin embargo, lateralmente se observa una gradación hacia tamaño de grano más fino en los sedimentos distales que rellenan la planicie. El espesor es muy variable desde algunos metros al pie de las montañas y de 100 a 400 m en las planicies; la secuencia no presenta deformación y solamente se observan estructuras sedimentarias como paleocanales y concreciones de ceniza volcánica en las secuencias expuestas a lo largo de los arroyos que disectan la planicie.

Los depósitos están interdigitados con rocas ignimbríticas datadas en 24.8 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1996); mientras que en el sur de la CI, las gravas subyacen a rocas andesíticas miocénicas (Cerca-Martínez et al., 2000). Al norte de San Miguel de Allende, Carranza-Castañeda (1992) y Miller y Carranza (1984, 1998) han colectado varios especímenes de vertebrados fósiles mayores en los estratos limo-arcillosos que indican al menos tres períodos de depositación, en el Mioceno Tardío (Henfiliano), Plioceno (Blancano) y Pleistoceno (Irvingtoniano). Kowallis et al., (1998), han determinado la edad absoluta de las cenizas volcánicas incluidas en los sedimentos fosilíferos empleando el método de huellas de fisión en circones y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ por fusión con láser en cristales de sanidina. Las edades reportadas oscilan entre 3.36 ± 0.02 Ma y 4.74 ± 0.07 Ma para la secuencia del Blancano; mientras que otros fechamientos definen tres períodos depositacionales: el grupo más joven fue de 5 a 9 Ma, un grupo intermedio de 22 a 27 Ma y el más antiguo de 30 a 31 Ma. Estos grupos de edades son concordantes con los períodos de vulcanismo silficio en la región de Guanajuato.

Depósitos semejantes y posiblemente correlacionables han sido descritos a partir de cortes litológicos en el oriente de la CI (SRH, 1970), así como en la región del Bajío (Quintero-Legorreta, 1992).

¹ (Terciario, Neógeno y Cuaternario, TnQ; Conglomerado polimíctico, Cgp; Arenisca, Ar, Limolita, Lm).

4.4.2.5. Holoceno [Qh (al)]¹

Durante este período continúa el transporte y acumulación de sedimentos clásticos bajo condiciones climáticas de semiaridez, permitiendo el relleno parcial de las depresiones topográficas. En el cauce de los arroyos y del Río Laja, los depósitos aluviales son removilizados especialmente en las temporadas de precipitación torrencial, provocando problemas por socavamiento e inundación a las comunidades asentadas en los márgenes de las corrientes. Estos sedimentos representan también una importante fuente de ingresos económicos por la extracción de grava con fines de construcción, principalmente en el lecho del Río Laja (Zeedyk y Nicholson, 1999).

4.4.3. Carta Geológica y Sección Geológica Compuesta

La amplia variedad de rocas generadas por la compleja evolución geológica de la CI, su distribución, límites y principales estructuras son mostradas en la figura 4.3. A partir del mapa geológico, Alanis-Ruiz (2002) presenta una sección geológica compuesta por cinco segmentos (figura 4.4). La longitud total de la sección es de 130 km y atraviesa las principales unidades y estructuras geológicas. En la sección A-B, se presentan principalmente las rocas plegadas del basamento mesozoico, sobreyaciendo se encuentran los sedimentos clásticos continentales, los cuales son posteriormente cubiertos por depósitos volcánicos terciarios. Una situación similar se observa en la sección B-C, donde se observa también el paquete de sedimentos aluviales pliocénicos, pleistocénicos y recientes. En la sección C-D se muestra la secuencia de rocas calcáreas, cortadas por fallas normales, destacando la falla de San Miguel de Allende; a la izquierda de la sección se presentan las rocas riolíticas del cerro Tequisquiapan. En la mayor parte de la sección D-E dominan las rocas del basamento, con afloramientos pequeños de rocas volcánicas en los flancos de la Sierra de los Cuarzos. La sección E-F muestra las rocas andesíticas y riolíticas del volcán Zamorano sobre la secuencia sedimentaria plegada de la Sierra Madre Oriental.

¹ (Cuaternario, Holoceno, Qh; Aluvión, al).

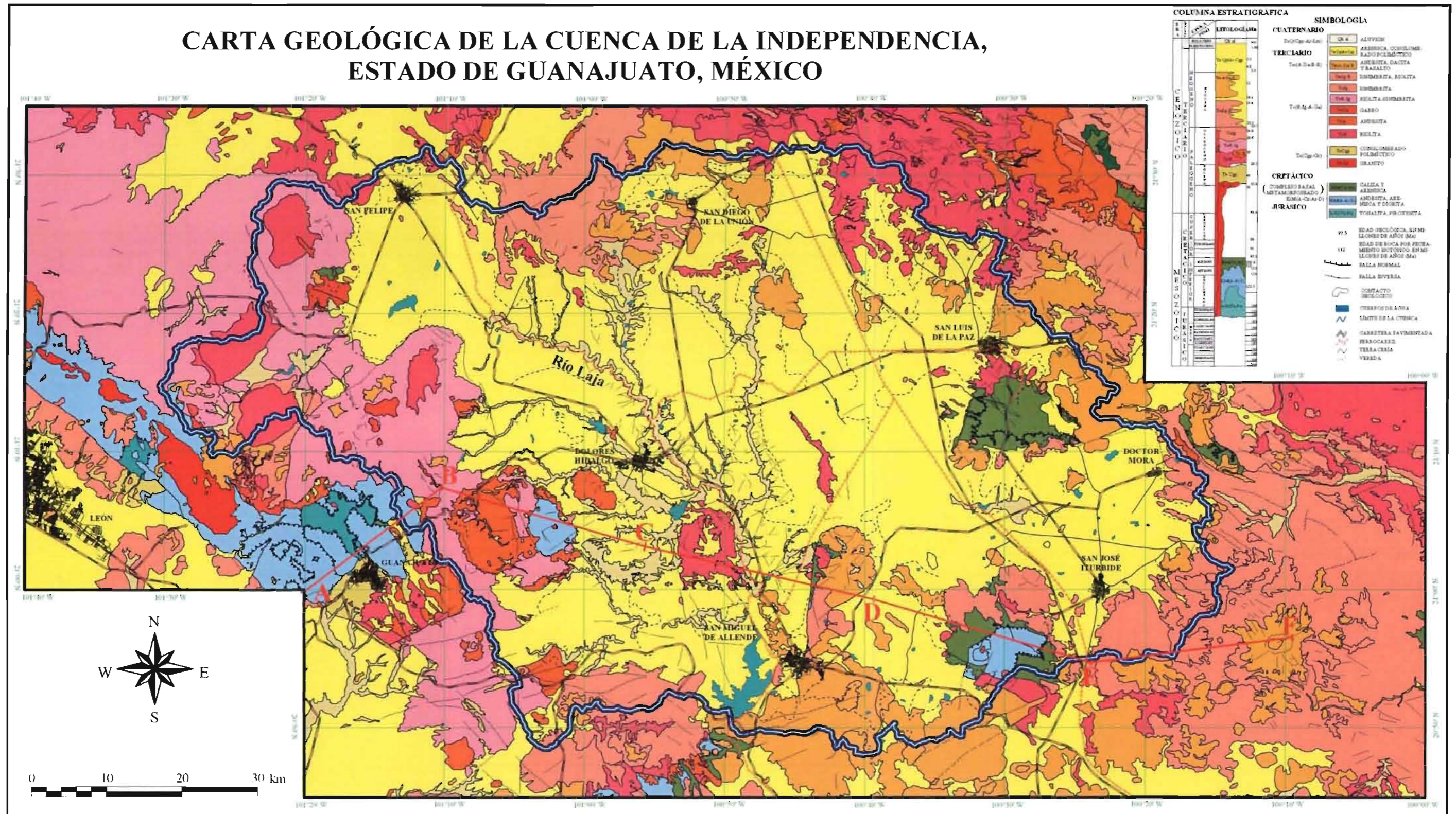


Figura 4.3. Carta geológica de la Cuenca de la Independencia, Guanajuato, México (modificado de Alanis-Ruiz, 2002).

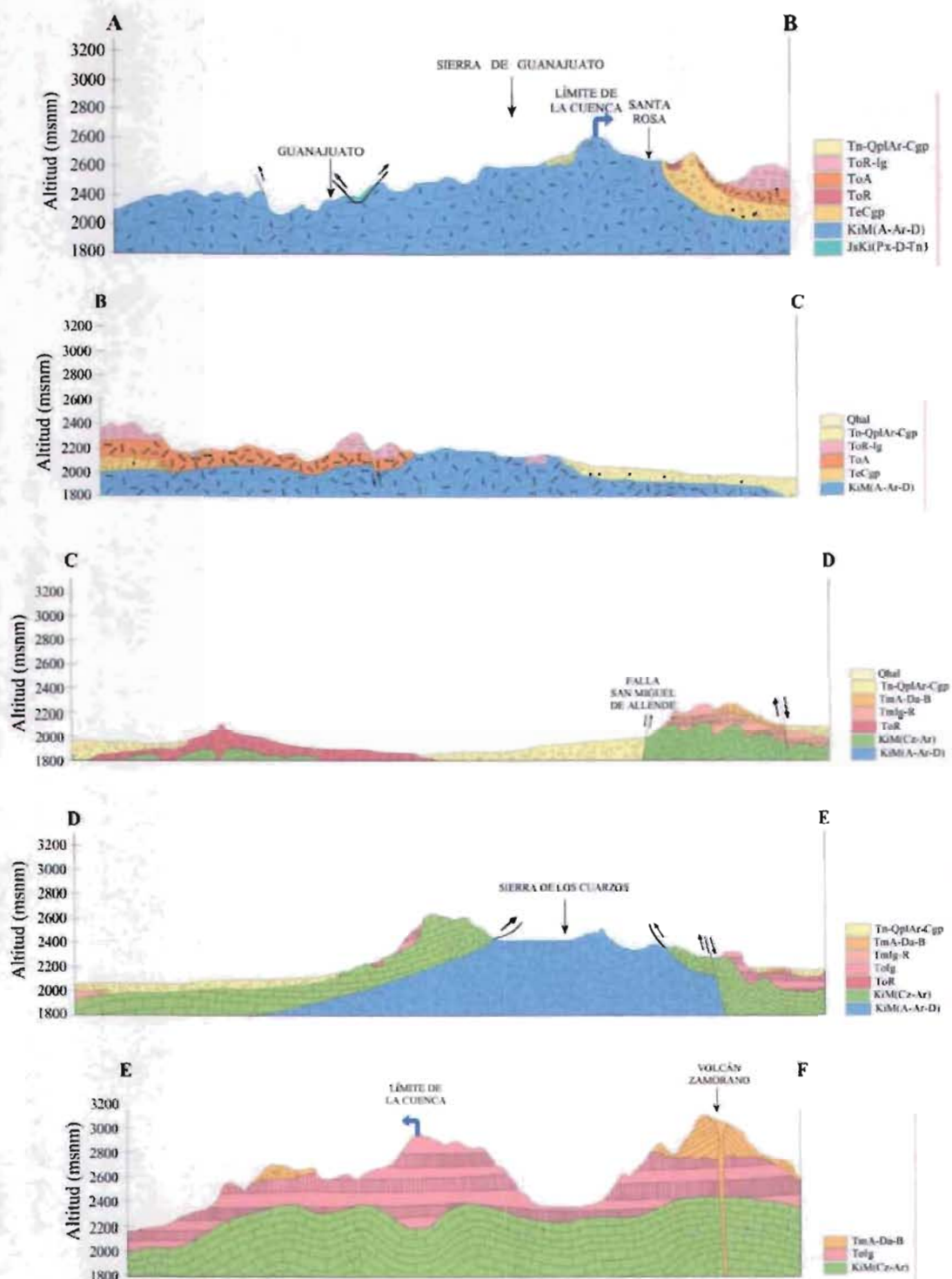


Figura 4.4. Secciones geológicas esquemáticas (modificado de Alanís-Ruiz, 2002).

CAPÍTULO V

RÉGIMEN HIDROGEOLÓGICO EN CONDICIONES NATURALES

5.1. INTRODUCCIÓN

La situación actual de la CI, desde el punto de vista de recursos hidráulicos, se caracteriza por la escasez de fuentes superficiales y el descenso pronunciado del nivel del agua subterránea. Los principales factores que han contribuido a esta situación son las condiciones climáticas semiáridas de la región, cuyos eventos escasos de precipitación se traducen en escurrimientos reducidos y la extracción intensa del agua subterránea. Esta constituye la única fuente de abastecimiento para una población superior a los 500,000 habitantes y representa además la base de la agricultura como principal actividad socioeconómica de la región. Esta situación, sin embargo, no es exclusiva de la CI ya que casi un centenar de cuencas en el centro y norte del país enfrentan una problemática similar (CNA, 2002a). Tradicionalmente, el manejo del agua subterránea en estas regiones ha estado determinado por la demanda por lo que las principales actividades asociadas al estudio de los sistemas acuíferos se han restringido a la búsqueda de nuevas fuentes y a la explotación de las ya existentes (Arreguín-Mañón, 1998). Además, el manejo había estado suscrito a regiones cuyos límites eran definidos por criterios puramente administrativos, pero recientemente esta perspectiva ha ido cambiando con la incorporación del concepto de cuenca hidrogeológica como unidad de planeación y manejo (CNA, 2002a). En algunas de las cuencas se han aplicado ya modelos con fines predictivos, esto es, para evaluar la disponibilidad del agua subterránea presente y futura bajo diferentes escenarios de explotación. No obstante lo anterior, persisten algunos aspectos a los que se ha dirigido poca atención; pues muchos de los modelos aplicados parten de modelos conceptuales generalizados, es decir, son escasos los estudios sistemáticos para la determinación de la geometría y la distribución de las propiedades hidráulicas en los acuíferos, el análisis de las manifestaciones y los efectos del flujo subterráneo, el desarrollo en los usos del agua

subterránea, el registro de las modificaciones del régimen hidrogeológico o el deterioro de los ecosistemas como consecuencia de la intensa extracción del recurso hídrico. Estos son aspectos imprescindibles para el desarrollo de un sólido modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico y representan la base para la aplicación de modelos numéricos, ya que determinan en gran medida sus capacidades interpretativas y predictivas (Domenico, 1972; Konikow, 1986; Krabbenhoft y Anderson, 1986; Anderson y Woessner, 1992). La aplicación de modelos numéricos que consideran a los sistemas hidrogeológicos en un estado de estrés o perturbación como condiciones naturales, en ocasiones se traduce en una estimación inadecuada de parámetros importantes como la recarga y el almacenamiento; por lo que la elaboración de diagnósticos apropiados o la proyección de escenarios futuros de manejo deberán estar basados en modelos cuyas condiciones iniciales no han sido perturbadas (Rushton y Wedderburn, 1973; Cooley, 1977, 1979, 1982; Carrera y Neuman, 1986 a,b,c; Franke et al., 1987).

El presente capítulo tiene dos propósitos específicos: (a) analizar la geometría de las unidades hidroestratigráficas que constituyen la CI, así como la distribución de las propiedades hidráulicas; y (b) describir las características principales del régimen hidrogeológico bajo condiciones naturales mediante el análisis de evidencias y manifestaciones asociadas a las descargas de agua subterránea (modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico).

5.2. HIDROESTRATIGRAFÍA

La caracterización hidroestratigráfica ha recibido atención especial en los últimos años con la finalidad de reducir la incertidumbre en la predicción hidrogeológica mediante modelación numérica (Miller et al., 2000). En el caso de acuíferos de origen sedimentario o vulcanosedimentario, son diversas las metodologías y las técnicas empleadas para la caracterización, como por ejemplo el análisis de facies sedimentarias para delinear patrones espaciales de depositación (Anderson, 1989; Webb, 1994, 1995; Webb y Anderson, 1996; Fisher et al., 1998; Flach et al., 1998; Galloway y Sharp, 1998a,b; Anderson et al., 1999); aplicación de métodos geofísicos como la reflexión sísmica, el radar de penetración terrestre y sondeos electromagnéticos (Fitterman, 1987; Geissier, 1989; Beres y Haeni, 1991; Cassiani y Medina, 1997; ASTM, 1997; van Overmeeren 1998; Aspiron y Aigner, 1999); así como técnicas geoestadísticas y estimación inversa de parámetros (Johnson y Dreiss, 1989; Johnson, 1995; Koltermann y Gorelick, 1996; Poeter y McKenna, 1998).

En la construcción del modelo conceptual sobre el funcionamiento hidrogeológico en la región de estudio, se requiere del conocimiento de la geometría del medio geológico y la distribución de sus propiedades hidráulicas, es decir, la determinación de las unidades hidroestratigráficas, de acuerdo al concepto original propuesto por Maxey (1964) y las consideraciones adicionales de Seaber (1989). De acuerdo con los objetivos planteados, las dimensiones del sistema hidrogeológico y la información disponible, en la CI se distinguen dos unidades hidrogeológicas. Un acuífero fracturado desarrollado en todas las unidades de origen volcánico y sedimentario, las cuales fueron afectadas por esfuerzos extensivos; y un

acuífero granular, compuesto por los sedimentos que rellenaron fosas tectónicas formando una extensa planicie. El acuífero fracturado está sobreyacido por el de tipo granular. Subyaciendo a ambas unidades se encuentran rocas antiguas de edad jurásica (basamento) que, por sus litologías se asume que funcionan como un acuícludo.

Los acuíferos son altamente heterogéneos en diversos aspectos, la distribución de los espesores al igual que las propiedades hidráulicas son el resultado de un conjunto de factores como la composición y estructura, ambiente depositacional, procesos de diagénesis y/o deformación de los materiales geológicos. En algunas partes del acuífero granular, los sedimentos fluviolacustres son transportados y depositados por corrientes anastomadas, lo que da origen a interdigitaciones de sedimentos con diferentes granulometrías. Esta génesis le confiere al acuífero una alta variabilidad tanto lateral como vertical, mientras que en el acuífero fracturado la anisotropía en las propiedades está influenciada por la dirección y la densidad de las discontinuidades, producto de los esfuerzos tectónicos.

5.2.1. GEOMETRÍA DE LAS UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS

Se han realizado diversos estudios con el fin de: (a) establecer la configuración geométrica (espesor y continuidad) de los acuíferos granular y fracturado, (b) determinar la continuidad del acuífero granular en la salida de los valles, por ejemplo entre la Laguna Seca y el Graben Central (conexión entre la “Cuenca Cerrada de la Laguna Seca” y la “Cuenca Alta del Río Laja”), y (c) revelar la existencia de estructuras tectónicas importantes sepultadas bajo el acuífero granular o ambos acuíferos, que representarían discontinuidades en el acuícludo. En 1970, la Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH, 1970) llevó a cabo 17 perforaciones exploratorias alcanzando una profundidad promedio de 120 m. Los sitios de las perforaciones fueron los valles de San Luis de la Paz, San José Iturbide – Doctor Mora y en las cercanías de las ciudades de Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende. Posteriormente, la Comisión Nacional del Agua realizó un total de 93 sondeos eléctricos verticales con arreglo Schlumberger (CNA, 1992). En el 2000, los municipios ubicados en la cuenca, a través de un convenio establecido entre los Consejos de Desarrollo Regional y el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México realizaron investigaciones geofísicas consistentes en 202 sondeos electromagnéticos transitorios alcanzando una profundidad de investigación de 600 m en promedio y en algunos sitios hasta los 800 m (UNAM-CODER, 2000). En ese estudio se elaboraron 20 secciones hidroestratigráficas y se presenta una descripción detallada de la configuración tridimensional de los acuíferos en la cuenca.

Los resultados de todos los estudios revelan que el control estructural es determinante en la distribución y los espesores de los acuíferos, principalmente el granular (figura 5.1). A través de las perforaciones se encontraron lentes arcillosos y/o material tobáceo intercalados en el acuífero granular. Estos lentes presentan un espesor relativamente reducido y se distribuyen localmente con respecto a las dimensiones de todo el acuífero.

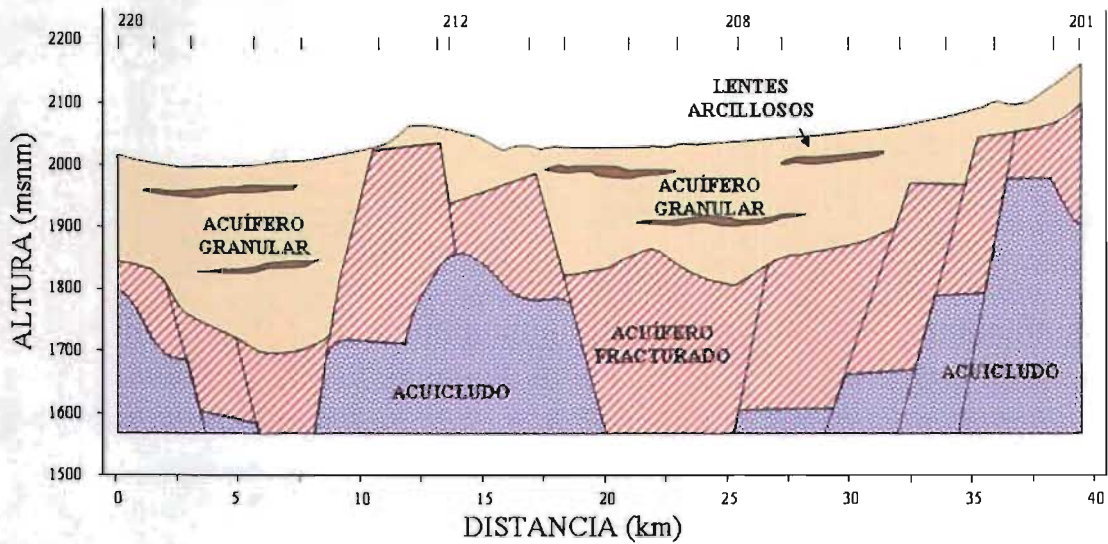


Figura 5.1 Sección hidroestratigráfica esquemática que va desde la parte central del graben de Laguna Seca (sondeo 220) hasta la ciudad de Doctor Mora (sondeo 201). Nótese que el espesor del acuífero granular está determinado por el control estructural en la cuenca (Modificado de UNAM-CODER, 2000).

Asimismo se confirma la existencia de grandes fosas tectónicas rellenas con sedimentos, cuyas orientaciones concuerdan con el patrón regional del fallamiento descrito anteriormente. En las figuras 5.2 y 5.3, se presenta la profundidad que alcanzan estas fosas. Los espesores en el acuífero granular fueron determinados por las tasas de hundimiento de los bloques tectónicos, pero además por las tasas de erosión y sedimentación en las montañas circundantes y en la planicie, respectivamente; alcanza su espesor máximo en el centro de la cuenca y disminuye gradualmente al pie de las montañas, en el límite entre los dos acuíferos. UNAM-CODER (2000) muestra además, que se conserva la continuidad lateral de ambos acuíferos dentro de la cuenca, debido principalmente a dos factores: (a) en el acuífero fracturado los desplazamientos verticales de las fallas no superan los espesores de dicho acuífero, y (b) el espesor del acuífero granular entre las fosas tectónicas solamente se reduce dando lugar a un sistema de bolsones interconectados. El espesor promedio es de 130 m y a 25 km al NE de Dolores Hidalgo alcanza su máximo de aproximadamente 460 m. El volumen total calculado de sedimentos que conforman el acuífero granular es de aproximadamente 320 km^3 , calculado con SURFER™ de Golden Software Inc. mediante las reglas Trapezoidal y de Simpson (Cruz-Uribe y Neugebauer, 2002).

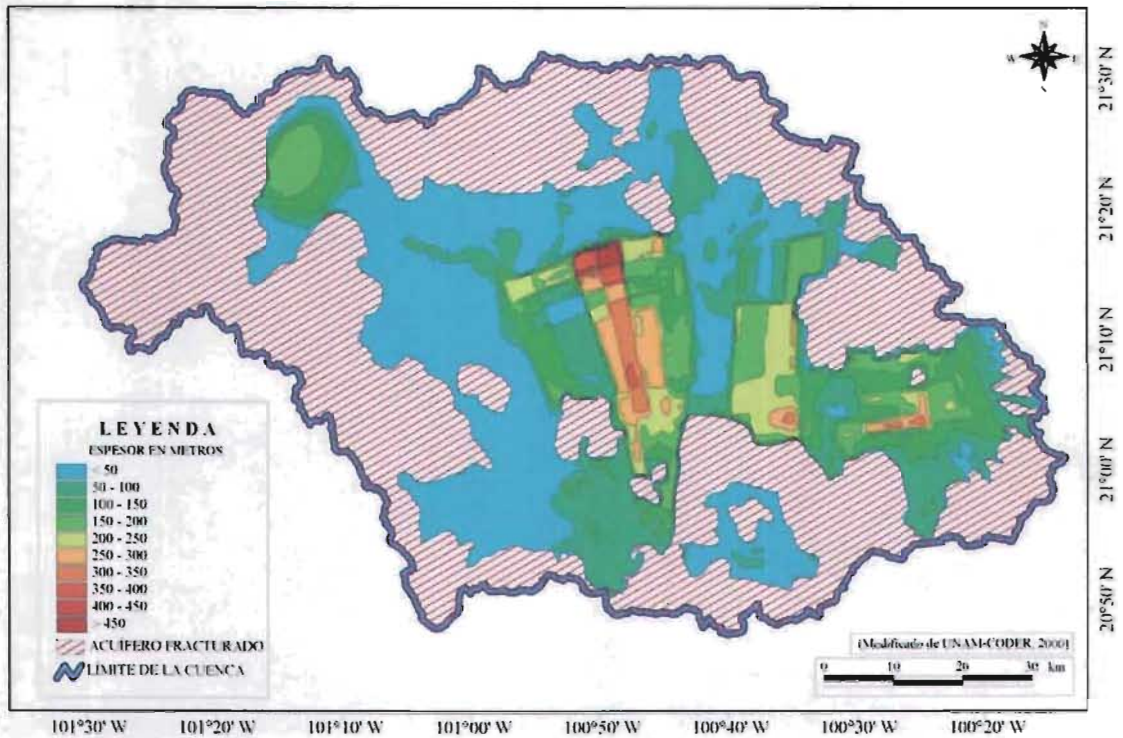


Figura 5.2 Distribución de unidades hidroestratigráficas y espesores del acuífero granular en la CI (Modificado de UNAM-CODER, 2000).

En el valle de San José Iturbide, se encuentra una fosa tectónica con orientación NE-SW, de 18 km de largo por 6.5 km de ancho, aproximadamente. El espesor máximo de los sedimentos alcanza los 270 m, reduciéndose a casi 50 m en la salida del valle (presa de la Cebada). En el valle de Laguna Seca, las dimensiones del graben son de 28 km de largo y 8.5 km de ancho aproximadamente, con una orientación N-S; el espesor de los sedimentos es cercano a los 300 m en la parte central y disminuye hacia el oeste hasta llegar a los 50 m. Esto representa la conexión hidráulica subterránea entre Laguna Seca y el Graben Central. Como se puede apreciar en las figuras 5.2 y 5.3, el Graben Central presenta una configuración más compleja y fue originado por un sistema de fallas subparalelas con diferentes desplazamientos, es aquí donde alcanza su espesor máximo el acuífero granular (~ 460 m) y hacia el sur sus espesores se reducen abruptamente por la existencia de una falla regional con dirección W-E. En el graben de San Felipe, los sedimentos alcanzan un espesor cercano a los 150 m y son resultado del relleno de la fosa tectónica con dirección SW-NE.

A pesar que ambos acuíferos muestran una distribución superficial casi equivalente en la cuenca, reviste importancia especial el acuífero granular y la determinación de su configuración tridimensional, debido a que el 97 % de los aprovechamientos actuales extraen agua de este acuífero, el 3 % restante lo hace del acuífero fracturado. La concentración de aprovechamientos coincide con las zonas de mayor espesor del acuífero

granular; situación que se fue desarrollando circunstancialmente, a través de un proceso de prueba y error, buscando las zonas más productivas del acuífero.

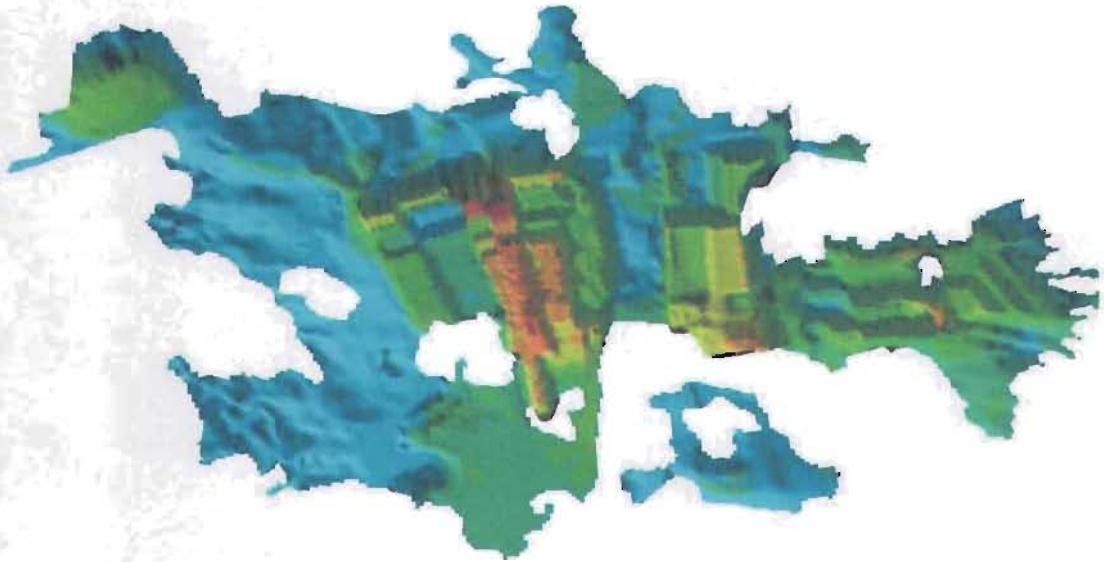


Figura 5.3 Representación tridimensional de la base del acuífero granular, vista hacia el norte. Los colores corresponden a las profundidades señaladas en la figura anterior.

5.2.2. PROPIEDADES HIDRÁULICAS

5.2.2.1. Interpretación de las pruebas de bombeo

Se recopiló la información de 160 pruebas de bombeo, de abatimiento y recuperación, efectuadas en diversos estudios (SRH, 1970; CEASG, 1999); sin embargo, al analizar dichas pruebas se detectaron algunas inconsistencias tales como elección inadecuada del modelo conceptual de funcionamiento hidráulico en el sitio del pozo, y por lo tanto el método de evaluación. Por tal motivo, se procedió a la reinterpretación de dichas pruebas, de las cuales 72 corresponden al acuífero granular y 88 al acuífero fracturado. Las pruebas en el acuífero granular fueron analizadas en su mayoría por el método de Neuman (1975) para condiciones hidrodinámicas de acuífero libre; en algunos casos se consideró necesario el análisis mediante los métodos de Theis y Jacob, o Cooper y Jacob (Theis, 1935; Jacob, 1944; Cooper y Jacob, 1946), donde se manifiesta un semiconfinamiento local como consecuencia de la presencia de lentes arcillosos o tobáceos. En el caso de las pruebas de bombeo en el acuífero fracturado, fueron analizadas con el método de Theis y Jacob, o bien

con el método de Theis; debido a que funciona hidrodinámicamente como un acuífero confinado o semiconfinado, dependiendo del espesor de sedimentos granulares sobreyacentes. El análisis de las pruebas se realizó con el programa AquiferTest™ de Waterloo Hydrogeologic, Inc.

5.2.2.2. Magnitud y Distribución de la Conductividad Hidráulica

Los resultados de las pruebas hidráulicas muestran una variación de varios órdenes de magnitud en los valores de la conductividad hidráulica. En el acuífero granular, la conductividad hidráulica es de 4.21 m/d en promedio y varía de 0.0864 a 49.88 m/d; mientras que en el fracturado es de 2.01 m/d y presenta un rango de variación mayor, de 1.892×10^{-3} a 60.22 m/d. Es preciso destacar que en el acuífero fracturado, las propiedades hidráulicas están sobreestimadas, considerando que muchas de las pruebas fueron realizadas en pozos cuyos caudales específicos están por encima del promedio, es decir fueron perforados en zonas con mayor intensidad de fracturamiento, lo que en cierta forma garantiza su productividad.

Se realizaron interpolaciones con la información hidráulica obtenida con el fin de representar su distribución, siguiendo las metodologías propuestas en la literatura (Phillips y Wilson, 1989; Boman et al., 1995; Zhang y Brusseau, 1998); sin embargo, las distribuciones generadas no son representativas debido a la alta variabilidad, estas propiedades cambian drásticamente en pozos relativamente cercanos dependiendo de los materiales en la planicie o la densidad de fracturas. Estas variaciones son extremadamente difíciles de caracterizar, por lo que resulta más apropiado representar por zonas estas propiedades. En la figura 5.4 se muestra la distribución de la conductividad hidráulica por zonas, así como la ubicación de las pruebas hidráulicas en ambos acuíferos.

En el acuífero granular las zonas con conductividad hidráulica mayor se encuentran, por lo general al pie de algunas de las montañas, donde se ha estimado su permeabilidad al sur del valle de San José Iturbide-Doctor Mora y se presentan materiales con granulometría similar bordeando el acuífero en el sur, norte y al occidente. En esta última zona, las permeabilidades mayores corresponden con el talud transicional determinado en la geomorfología y donde también se presentaban muchos de los manantiales en la cuenca. Las zonas de permeabilidad menor corresponden a sedimentos distales, que se depositaron en el centro de la cuenca, con granulometrías de arenas finas, limos y arcillas. En este acuífero el espesor saturado promedio es de 84 m.

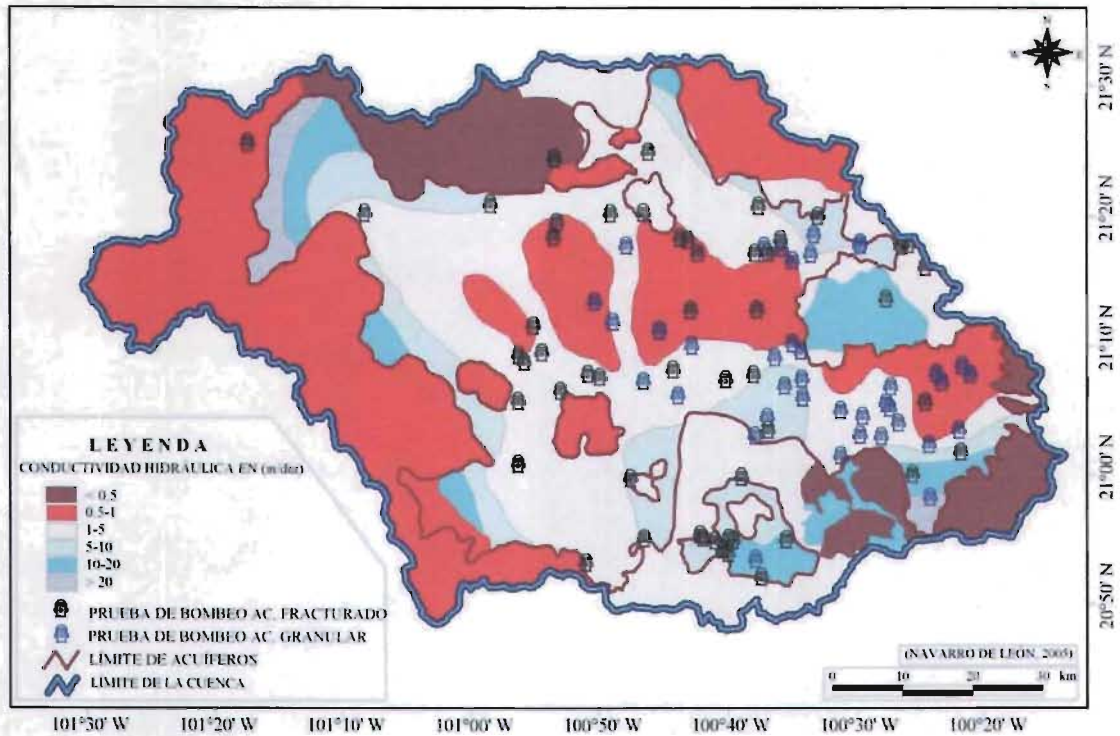


Figura 5.4 Distribución de la conductividad hidráulica y ubicación de los sitios de pruebas de bombeo.

En el acuífero fracturado existen algunas zonas muy localizadas con alta permeabilidad en las secuencias sedimentarias cretácicas fisuradas de la Sierra de Pozos y la Sierra de los Cuarzos; aunque por lo general, este acuífero se caracteriza por una menor conductividad hidráulica con respecto al granular. Con el fin de complementar la información de la figura 5.4, en algunos casos las permeabilidades fueron inferidas con base en la respuesta resistiva de los materiales (Kelly, 1977; Niwas y Shinghal, 1981, 1985; Ahmed et al., 1988; Yadav, 1995); y en otros, donde no existía información de pruebas de bombeo, se recurrió a valores típicos reportados en la literatura para el tipo de roca (Freeze y Cherry, 1979; Nielsen, 1991).

El análisis de la distribución de la conductividad hidráulica confirma la importancia que tiene el control sedimentológico (clasificación granulométrica, estructuras sedimentarias) en el acuífero granular. Por lo que sería recomendable, considerando las dimensiones de la cuenca y la heterogeneidad de los acuíferos, realizar más pruebas de bombeo así como análisis sedimentológicos para la estimación de la conductividad hidráulica a partir del tamaño de grano (Vukovic y Soro, 1992).

5.3. RÉGIMEN HIDROGEOLÓGICO

5.3.1. ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

El desarrollo alcanzado en las últimas cuatro décadas en el conocimiento sobre el flujo del agua subterránea en cuencas sedimentarias, permitió determinar que bajo la influencia de la fuerza de gravedad, el agua se mueve a través del medio geológico siguiendo patrones espacialmente definidos, con capacidad para desarrollar procesos fisicoquímicos en diferentes escalas de tiempo (Ingebritsen y Sanford, 1998; Tóth, 1999). Durante tales procesos se moviliza, transporta y acumula materia y energía, que en superficie pueden generar una gran cantidad de efectos y manifestaciones. No obstante la gran variedad de fenómenos naturales inducidos por el flujo del agua subterránea, todos ellos corresponden a tipos básicos, cuyas variaciones son debidas a las características del ambiente hidrogeológico. El concepto de “ambiente hidrogeológico” es utilizado para referirse a un sistema de parámetros morfológicos, geológicos y climatológicos que determinan los principales atributos del régimen de aguas subterráneas para un área en particular (Tóth, 1970). Estos parámetros son: (1) contenido de agua en las rocas, (2) geometría de los sistemas de flujo, (3) volumen específico de descarga, (4) composición química del agua, (5) temperatura, y (6) las variaciones de todos estos parámetros con respecto al tiempo. Estos parámetros ambientales se pueden combinar en un número virtualmente ilimitado de formas, modificando cada uno de ellos un proceso o fenómeno de manera diferente.

En la figura 5.5 se muestra el modelo de una cuenca idealizada con un sistema de flujo simple en un lado y un sistema con topografía sinuosa con flujo local, intermedio y regional. Cada sistema de flujo, independientemente de su posición jerárquica, tiene un área de origen o recarga, un área de tránsito o transferencia y una de terminación o descarga. En las áreas de recarga, las cargas hidráulicas representando la energía mecánica del agua, son relativamente altas y decrecen al aumentar la profundidad; el flujo de agua es hacia abajo y divergente. En las áreas de descarga, se revierten la energía y las condiciones de flujo; las cargas hidráulicas son bajas y se incrementan a profundidad, dando como resultado flujo convergente y ascendente. En las áreas de transferencia, la energía mecánica del agua se mantiene prácticamente constante con la profundidad (las equipotenciales son casi verticales) y, por lo tanto el flujo es casi horizontal. Los sistemas de flujo operan como bandas transportadoras de materia y energía e interactúan con su medio. La interacción produce efectos ambientales *in situ*, sirviendo el flujo como un mecanismo para la movilización, transporte (distribución) y acumulación.

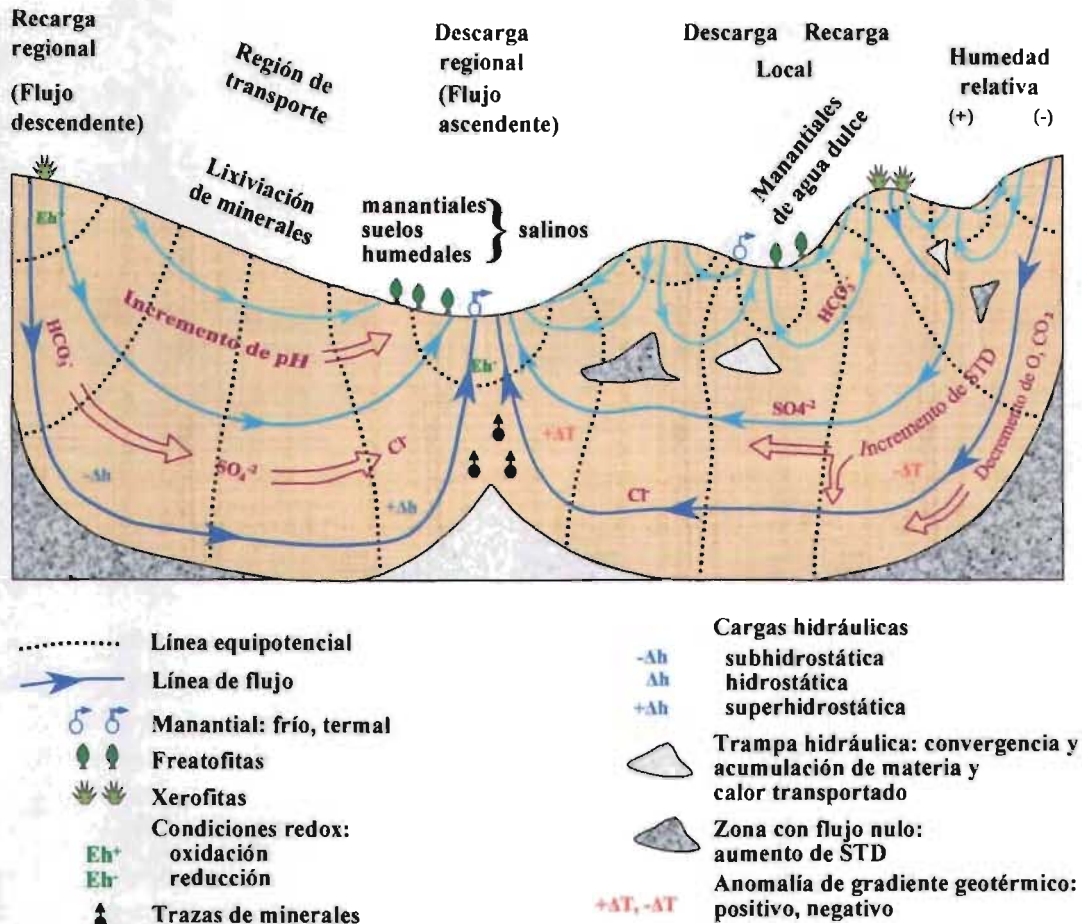


Figura 5.5 Representación esquemática de la distribución de flujo del agua subterránea (sistema local, intermedio y regional), con algunas condiciones hidrogeológicas típicas, así como fenómenos y manifestaciones naturales asociadas a un ambiente de flujo por gravedad (modificado de Tóth, 1999).

Se reconocen tres tipos de sistemas de flujo: local, cuando sus áreas de recarga y descarga se encuentran contiguas; intermedio, cuando existen uno o más altos topográficos entre sus áreas de recarga-descarga; y regional, cuando su área de recarga se localiza en los parteaguas de la cuenca y descarga en la parte más baja de la misma (Tóth, 1963). La profundidad de penetración de los sistemas está en función de las dimensiones de la cuenca, la disección del relieve, la distribución de las propiedades hidráulicas y la presencia y disposición de fallas en el subsuelo.

Los efectos ambientales típicos y las condiciones resultantes de la acción del movimiento del agua subterránea en cuencas con flujo por gravedad (ilustradas en la figura anterior) incluyen:

- a) Cargas hidráulicas sub-, normal- y super-hidrostáticas en la dirección del flujo desde las áreas de recarga a áreas de descarga, respectivamente.
- b) Condiciones relativamente bajas de humedad en suelos en las áreas de recarga (balance hidrológico negativo) y en las áreas de descarga excedentes de agua (balance hidrológico positivo), posiblemente dando como resultado la formación de humedales; estas condiciones son expresadas en comparación con el balance de agua promedio en la cuenca, que podrían resultar simplemente de los fenómenos de precipitación y evapotranspiración.
- c) Cambios sistemáticos en las facies aniónicas del agua, de HCO_3^- a Cl^- pasando por SO_4^{2-} , a lo largo de la trayectoria del flujo y con la profundidad.
- d) En las áreas de recarga, se puede presentar la lixiviación química de suelos y rocas superficiales. En las áreas de descarga, el incremento en los contenidos de sales o ensalitramiento de suelos (incluso la depositación de sales de valor comercial).
- e) Ciénegas salinas en localidades donde coinciden los humedales y el aporte de sales.
- f) Anomalías negativas y positivas del gradiente geotérmico en las áreas de descenso y ascenso del flujo, respectivamente.
- g) Condiciones químicas de oxidación y reducción en áreas superficiales de las zonas de recarga y descarga, respectivamente.
- h) Una respuesta notable en el tipo y calidad de la cubierta vegetativa debido a las condiciones de nutrientes y humedad contrastantes, generadas por el ingreso y salida de agua en los extremos del sistema (presencia de xerofitas y freatofitas).
- i) Incremento de la vulnerabilidad a deslizamiento de suelos o de rocas, debido al incremento en la presión de poro y al papel del agua como lubricante en los planos de falla.
- j) Acumulación de minerales transportados como iones metálicos (uranio, sulfuros) y contaminantes antropogénicos, principalmente en zonas de convergencia del flujo.

Las manifestaciones del flujo subterráneo inducido por gravedad se clasifican en seis tipos, de acuerdo con Tóth (1984), los cuales son: (1) hidrología e hidráulica, (2) química y mineralogía, (3) vegetación, (4) mecánica de rocas y suelos, (5) geomorfología, y (6) transporte y acumulación. La determinación del dominio de los sistemas de flujo mediante estas manifestaciones, es fundamental para conocer y describir el régimen hidrogeológico y establecer el modelo conceptual de su funcionamiento (Tóth, 1966).

Las características del flujo subterráneo son únicas en cada cuenca y las manifestaciones y fenómenos producidos son diversos en sus formas e intensidades. Por lo tanto, no existe una metodología específica de aplicabilidad general para analizar y describir el régimen hidrogeológico. Los métodos para investigar el ambiente hidrogeológico (delineación y caracterización de los sistemas de flujo) más comúnmente utilizados incluyen: observaciones de campo, análisis de registros históricos, hidrogeoquímica, análisis isotópico y técnicas de percepción remota (Durazo y Farvolden, 1989; Bobba et al., 1992; Salama et al., 1994; Edmunds et al., 1999).

5.3.2. EVIDENCIAS Y MANIFESTACIONES DEL FLUJO SUBTERRÁNEO EN LA CI

En el caso particular de la CI, se recurrió a un conjunto de disciplinas y métodos tan diversos como la geología, geología estructural, hidrogeología, geomorfología, edafología, fotogeología, percepción remota, biología, paleohidrología, paleoclimatología, paleontología, arqueología e historia como fuentes de información (figura 5.6), que permitieran reconstruir las condiciones del régimen hidrogeológico antes de la explotación intensiva del agua subterránea, es decir bajo condiciones naturales. La documentación de las manifestaciones del flujo subterráneo aquí mostradas se realizaron mediante trabajo de campo y en algunos casos se contó con el apoyo de especialistas en algunas de las disciplinas antes mencionadas.

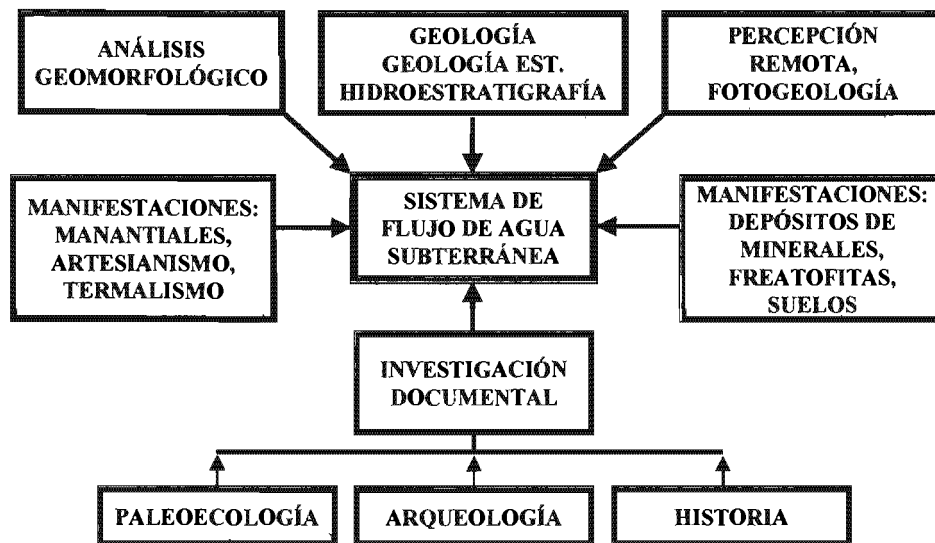


Figura 5.6 Disciplinas y métodos empleados como fuentes de información para establecer el régimen hidrogeológico bajo condiciones naturales en la CI, Guanajuato, México.

5.3.2.1. Evidencias paleontológicas y paleoecológicas

De manera general, ha sido reconocida la importancia del flujo subterráneo en un contexto regional como agente geológico, actuando continuamente durante cientos o miles de años, produciendo manifestaciones superficiales (Tóth, 1999). Sin embargo, estas inferencias se han obtenido a partir de observaciones en cuencas donde predominan los climas fríos y húmedos, con mayor disponibilidad de agua subterránea que en las regiones áridas y semi-áridas (Edmunds et al., 1999). Tomando en consideración que el clima es uno de los factores de los que depende el número, magnitud y diversidad de manifestaciones,

sería entonces lógico esperar que en regiones áridas y semi-áridas, las evidencias y manifestaciones fuesen menos notables y espectaculares que las encontradas en regiones más húmedas. Con esta hipótesis de trabajo, surgieron algunas cuestiones acerca del papel del clima en el ambiente hidrogeológico antiguo: ¿Cómo eran las condiciones climatológicas y ecológicas regionales en el pasado?, ¿Cómo era la disponibilidad de agua en la cuenca?, ¿Dónde se encontrarían las áreas de recarga y descarga del agua subterránea?.

Inicialmente se investigaron evidencias antiguas provenientes del registro fósil para confirmar la existencia de climas húmedos con ecosistemas diferentes a los actuales. En la CI, al igual que otras cuencas terciarias del Altiplano, las extensas planicies bordeadas por cadenas montañosas con recursos naturales abundantes, permitieron condiciones ecológicas excelentes para el desarrollo de una fauna diversa de vertebrados durante los últimos 10 millones de años. En la parte central de la cuenca se han encontrado numerosas localidades con especímenes fósiles pertenecientes a distintas regiones biogeográficas: neártica y neotropical (ver figura 5.8). Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca (1978) describieron fósiles de mamíferos en sedimentos fluviolacustres al norte de San Miguel de Allende pertenecientes al Mioceno Tardío y Plioceno (Henfiliano y Blancano); posteriormente fueron descritos también en sedimentos más recientes del Pleistoceno (Irvingtoniano); la preservación relativamente buena de los restos fósiles indica una distancia de transporte muy corta. La edad de los sedimentos en el sitio de los hallazgos, ha sido determinada por datación de circones y sanidina encontrados en las cenizas volcánicas (Kowallis et al., 1998). En estos estratos fosilíferos se han descrito paleocanales rellenos con gravas y arenas. El registro fósil está compuesto por ancestros de perros y coyotes, caballos, camellos, rinocerontes, mastodontes, cerdos, tigres dientes de sable, tortugas acuáticas, roedores y conejos, entre otros (Miller y Carranza-Castañeda, 1998). Las asociaciones faunísticas sugieren un ambiente complejo con condiciones climáticas templadas y húmedas tipo sabana, alternando con extensos pastizales; adicionalmente, la presencia de restos de rinoceronte (*Teleoceras fossiger*), como ocurre en las Grandes Llanuras de América del Norte, confirma la abundancia de cuerpos de agua superficial (Carranza-Castañeda, 1989).

Para efectos de comparación, se analizaron los casos de algunas cuencas hidrogeológicas cercanas, con características similares de altitud y origen vulcanosedimentario de sus acuíferos, como las cuencas del Valle de México, Villa de Reyes, San Luis Potosí y Tehuacán en Puebla, donde su régimen hidrogeológico y registro paleoclimático ya ha sido establecido (Ohngemach, 1973; Bradbury, 1989; Durazo y Farvolden, 1989; Carrillo-Rivera et al., 1992, 1996; Lozano-García et al., 1993; Caballero-Miranda, 1997; Birkle et al., 1998; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; McAuliffe et al., 2001; Edmunds et al., 2002). En estas cuencas, las condiciones paleoecológicas indican que durante los últimos 18,000 años y antes de los efectos antropogénicos, prevalecieron condiciones de mayor humedad que las actuales (Watts y Bradbury, 1982; Brown, 1984; O'Hara et al., 1994; Metcalfe et al., 1994, 2000, 2002).

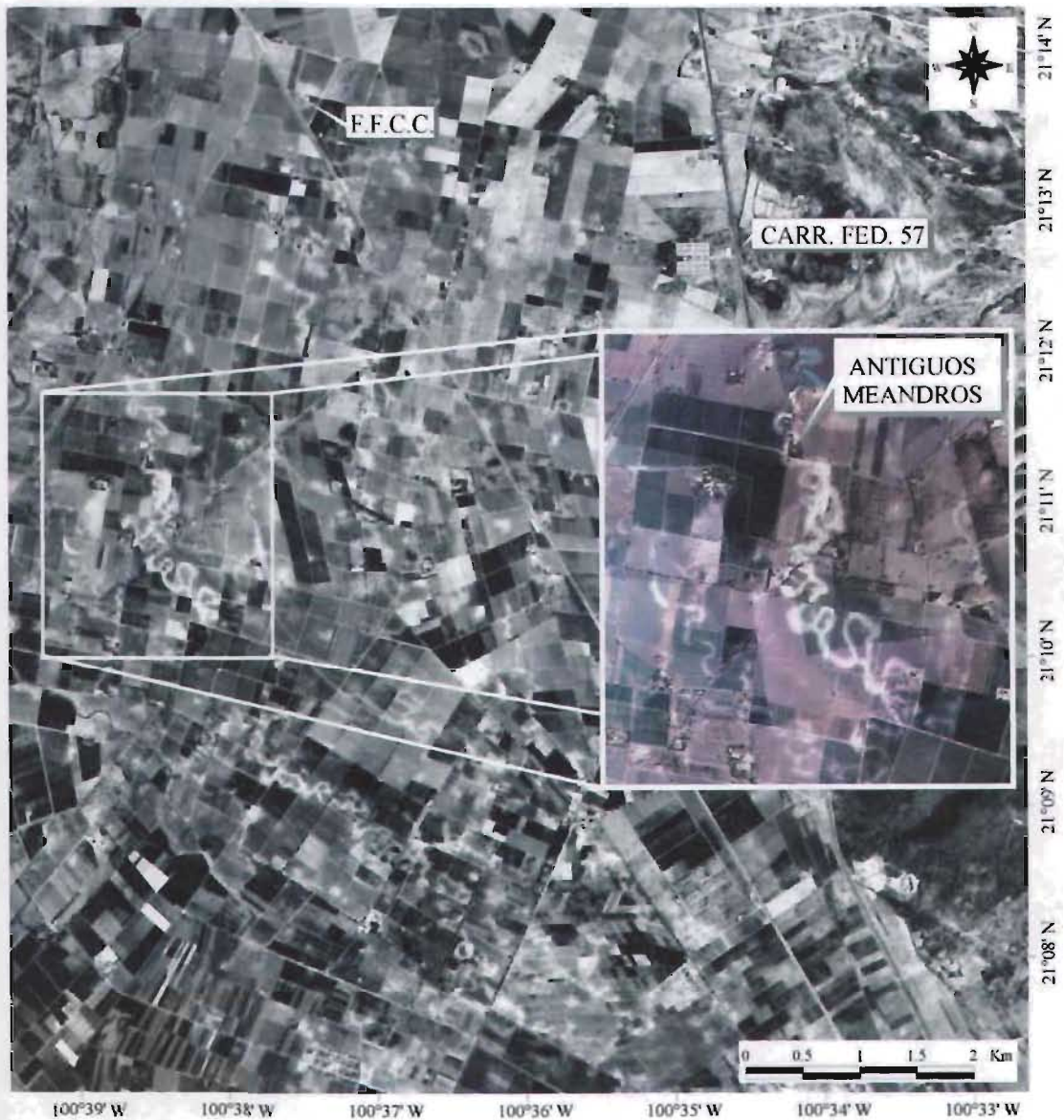


Figura 5.7 Redes complicadas de drenaje superficial formando meandros. Estas corrientes atravesaban la planicie de Laguna Seca en la porción centro-oriental de la cuenca, donde actualmente predominan condiciones climáticas semiáridas.

Otra evidencia directa de condiciones climáticas más húmedas en el pasado fue obtenida de la interpretación y análisis de imágenes satelitales Landsat 7, realizado con el programa ER-MAPPER™ y apoyado además con la observación de fotografías aéreas de vuelo alto (1:70,000). En el valle de Laguna Seca se observa una densa y complicada red de drenaje superficial, formando numerosos meandros sobre la planicie (figura 5.7).

Esta red de drenaje confirma que los escurrimientos superficiales de los valles de San Luis de la Paz y San José Iturbide - Doctor Mora confluían en las cercanías de la comunidad de El Coronel (al oeste del valle de Laguna Seca) y continuaba en dirección poniente, hasta descargar en el Río Laja, a la altura del manantial de Tequisquiapan, cerca de La Venta. Es importante notar que los cursos superficiales y sus meandros, son muy difíciles de detectar mediante la observación directa en el campo, debido principalmente a sus dimensiones y a que los límites entre las tonalidades de los suelos se encuentran alterados por la intensa actividad agrícola en la zona. Sin embargo, antiguos cursos de agua revelados mediante técnicas de percepción remota en otras regiones áridas y semiáridas del mundo, han sido utilizadas recientemente como evidencias claras e incontrovertibles de condiciones climáticas y regímenes hidrogeológicos diferentes a los actuales (Cerasetti y Mauri, 2002; Jacqueminet y Sandrine, 2002).

5.3.2.2. Evidencias antropológicas e históricas

Hace más de dos milenios, en la confluencia de las corrientes superficiales y la salida de la cuenca, se establecieron grupos indígenas que desarrollaron una cultura, a la que se le ha denominado "Cultura Media del Laja" (Martínez-Valenzuela y Nieto-Gamiño, 1987; Nieto-Gamiño y Brown, 2001). Los principales asentamientos prehispánicos se presentan en las riberas del Río Laja y sus afluentes (ríos San Marcos y San Damián), en las laderas del volcán Palo Huérfano y en la Sierra de Codornices (figura 5.8). Existen evidencias arqueológicas que señalan a las condiciones ambientales prevalecientes en esta zona, con abundantes recursos naturales, como un factor determinante en el establecimiento y desarrollo de esta cultura (Palerm, 1990; Armillas, 1991). De acuerdo con Castañeda-López et al., (1989), estos asentamientos son una expresión cultural sedentaria localizada en el límite septentrional de las grandes culturas establecidas en el centro de México y los grupos nómadas de la Mesa Central o la Gran Chichimeca, es decir, justo en el límite transicional de Oasisamérica y Aridoamérica, desde el punto de vista arqueológico. El desarrollo de esta cultura abarcó casi 13 siglos (~ 200 años a.C. hasta ~ 1,100 d.C.); sus rasgos y similitudes revelan que estuvo fuertemente influenciada por la Cultura Chupicuaro, localizada al sureste del estado de Guanajuato (Braniff, 1998).

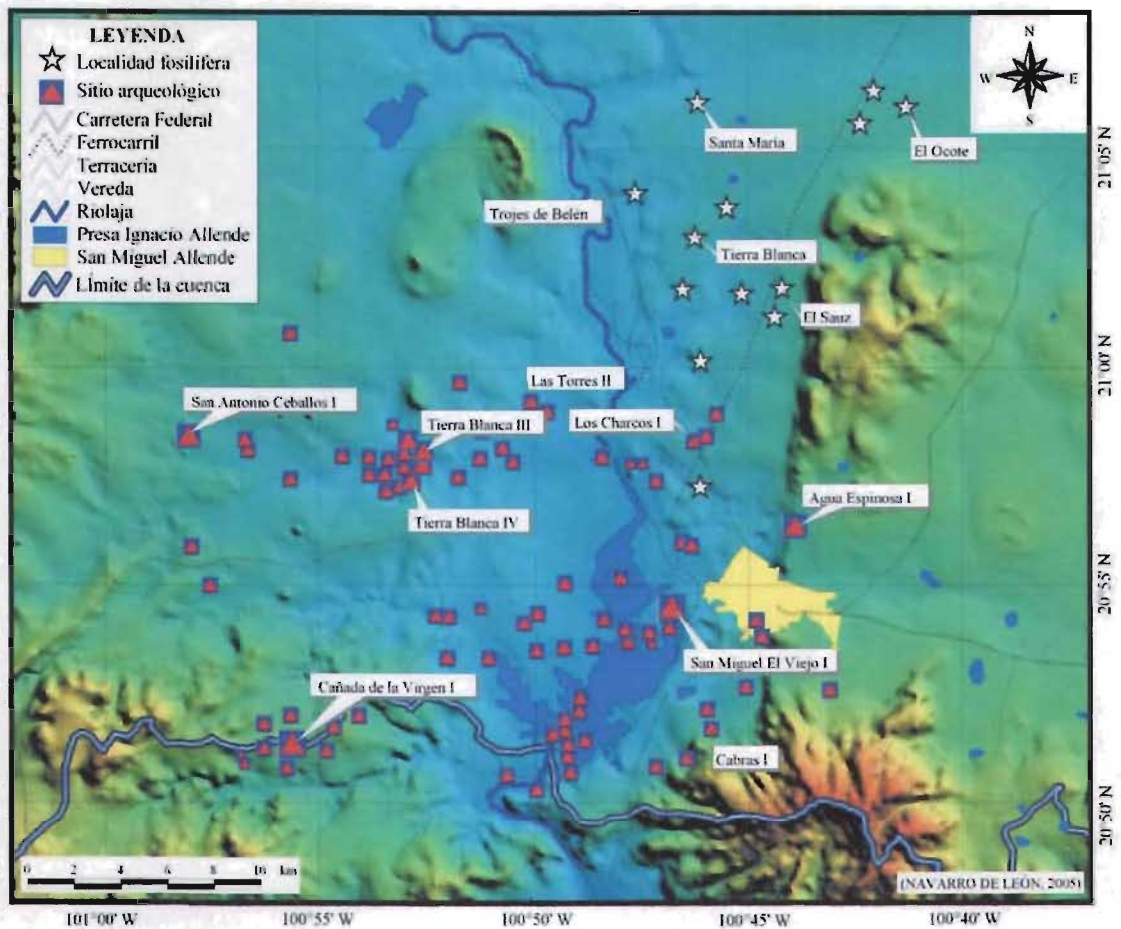


Figura 5.8 Localidades fosilíferas y ubicación de asentamientos prehispánicos pertenecientes a la “Cultura Media del Laja” durante los siglos II a.C. al XII d.C. Los rasgos como la ciudad de San Miguel de Allende, la presa Ignacio Allende y las vías de comunicación son mostrados solamente como referencia.

Los principales elementos de esta cultura que hablan a favor de una asociación estrecha con la disponibilidad del recurso hídrico, suelos fértiles ricos en arcilla y materiales líticos para la construcción de utensilios y artefactos son: la agricultura, el patrón de asentamiento, la manufactura cerámica y la industria lítica. Al igual que otros pueblos mesoamericanos, las sociedades del Río Laja basaron su alimentación en la producción agrícola, aunque mantuvieron vigentes sus actividades de caza y recolección. Desarrollaron la técnica de riego por humedad, que consistió en nivelar e inundar las áreas ribereñas de los ríos antes mencionados, con el fin de obtener áreas fértiles extensas para el cultivo (Braniff, 2000). La disposición general de los asentamientos en la cuenca presenta un patrón de tipo nucleado. Dicha agrupación tuvo dos propósitos: (a) proximidad y acceso a los recursos naturales buscando los suelos en la planicie y el agua en los ríos y manantiales, así como también a las diversas fuentes de materiales líticos para su explotación. Este tipo de asentamientos no excede los 1,950 msnm, y (b) estar naturalmente protegidos, buscando

los puntos más altos, desde los cuales se pudiesen dominar visualmente áreas extensas para prevenir ataques e invasiones. La distribución de los grupos humanos estaba determinada por las actividades desarrolladas de acuerdo a su estrato social. La clase trabajadora ocupaba las tierras bajas y los sitios más altos estaban habitados por las clases gobernantes (guerreros y sacerdotes). El desarrollo de la manufactura cerámica fue impulsado por la presencia de suelos arcillosos fluviolacustres. Por otra parte, la diversidad de rocas como fuente de materia prima facilitó la fabricación de instrumentos de uso común, tales como raederas hechas de riolita, cuchillos y puntas de flecha de calcedonia, además de pulidores y utensilios de molienda hechos con basalto. Finalmente, aunque no se cuenta con evidencias directas no se descarta la importancia que el agua haya tenido en la cosmovisión, ceremonias y ritos de esta cultura (Eroza et al., 1999; Griffen, 2000). El ocaso de la cultura sigue siendo materia de discusión entre quienes sostienen una severa y prolongada sequía como causa principal para la remigración de los pobladores y quienes la atribuyen a los violentos y continuos ataques por parte de grupos nómadas chichimecas (Castañeda-López et al., 1989).

Con la llegada de los españoles y posterior conquista del Bajío, durante los siglos XV y XVI, el agua superficial y los manantiales determinaban las extensiones de tierra encomendadas o cedidas en mercedes a los colonizadores (Wright, 1998). En el caso particular de la CI, las descargas de agua subterránea influyeron además de manera directa en la elección de los sitios de fundación de algunas de las villas. Por ejemplo, la fundación original de la villa de San Miguel en el año de 1542, tuvo lugar aproximadamente a 2 km al occidente del sitio actual, en la cercanía de un manantial conocido como Yzquinapan, que en náhuatl significa “agua de perros”, al oriente de la Ciénega de Pineda. Posteriormente, los habitantes de la villa se trasladaron al sitio actual cerca de otros manantiales conocidos como El Chorro y la Cieneguita, que nacen en el escarpe de la falla de San Miguel. En manera similar, la villa de San Luis de la Paz se fundó en el año de 1552, en torno a dos manantiales que brotan al pie de las serranías que rodean el valle. La ciudad de Doctor Mora anteriormente era conocida como Charcas debido a la gran cantidad de ciénegas, nombradas localmente como charcas o derramaderos. La villa de San José Iturbide se fundó en 1754, también junto a un manantial que surgía a las faldas del volcán El Zamorano. En cambio, las ciudades de San Felipe y San Diego fueron erigidas a la ribera de arroyos y Dolores Hidalgo junto al Río Laja. Históricamente este río ha recibido los nombres de río Verde y río de San Miguel.

En la figura 5.9 se muestra el mapa más antiguo que se conoce de la porción occidental de la cuenca. Este documento pictórico es comúnmente conocido como “Pintura de San Miguel y San Felipe” que data del año de 1580; forma parte de las Relaciones Geográficas de la Nueva España y probablemente pertenecía al Códice Chichimeca, cuyo texto desafortunadamente se extravió (Nieto-Gamiño, *comunicación personal*; Wright, 1998). Actualmente el documento original se encuentra en el Salón del Consejo de la Real Academia de Historia de Madrid y está fabricado con una mezcla de papel y maguey, con dimensiones de 82 x 61 cm, fue plegado en más de cuatro partes y restaurado a principios del siglo XX. Este documento, indudablemente es el más importante testimonio que describe los aspectos geográficos, económicos, sociales y ambientales de la región en esa

época. Representa el paisaje de la cuenca del Río Laja en plena Guerra Chichimeca (Powell, 1977; Wright 1988) y en él destacan el Río Laja y las descargas de agua subterránea a través de manantiales como recursos estratégicos en la incipiente colonización y desarrollo de la región. San Miguel y San Felipe eran los centros poblacionales más importantes (figura 5.9, 1-2). Estos enclaves fueron decisivos en la colonización del septentrión novohispano, cuya expansión se vio notablemente acelerada por el descubrimiento de yacimientos de plata en Zacatecas en 1546. Estableciéndose entonces una ruta que corría en forma paralela al Río Laja (figura 5.9, 3), conocida como “Ruta de la Plata” (figura 5.9, 4), la cual iba de Zacatecas a la Cd. de México. En el valle de San Felipe se destaca la presencia de manantiales conocidos también como “ojos de agua” (figura 5.9, 5) y bosques en las partes altas de las sierras circundantes (figura 5.9, 6). Los manantiales que brotaban al pie de las montañas eran referidos como “Altepec” que en náhuatl significa “cerro de agua” (figura 5.9, 7). Para 1552, existía ya un molino movido por agua o batán (figura 5.9, 8), construido por frailes y utilizado inicialmente para la molienda de granos, aunque más tarde tuvo un uso textil (Wright, 1998). Actualmente pueden observarse vestigios de la antigua estructura como el canal (Doolittle, 1996).

A finales del siglo XVII, la hacienda sustituye al sistema de encomiendas y mercedes para el control del agua y la tierra en la Nueva España (Moreno-García, 1989; von Wobeser, 1989). Se establecieron 32 haciendas con actividades ganaderas, agrícolas, vinícolas o de beneficio mineral; en San Luis de la Paz, las haciendas de Ortega, Pozo Hondo, de Jesús, San José de Jofre, Manzanares, El Corcovado, La Cebada, San Antón de los Martínez, Ojo de Agua, Cinco Señores, Santa Elena, Lobos y Santa Ana. En San José Iturbide y Doctor Mora, las haciendas de La Begonia, La Escondida, La Garrapata, San Diego de las Trasquilas y El Capulín. En San Diego de la Unión, las haciendas Noria de Alday, La Jaula y La Saucedá. En San Felipe y Dolores Hidalgo, la hacienda de San Martín o Tachiquera, La Quemada, del Carmen y parte de la hacienda de Jaral de Berrios. En San Miguel, se establecieron las haciendas de El Salitre, Juan González, Agustín González, Ciénega de Juan Ruiz, de la Erre, Landeta, La Petaca y La Venta. La importancia de las haciendas desde el punto de vista hidráulico e hidrogeológico, radica en el hecho que fueron las entidades encargadas de desarrollar infraestructura hidráulica, construyendo sistemas de canales para captar el agua de los escurrimientos provenientes de manantiales y ríos; así como excavando manualmente pozos durante más de tres siglos para extraer agua (finales del siglo XVII hasta principios del siglo XX). Estos antiguos aprovechamientos representan la primera evidencia directa y cuantitativa del nivel del agua subterránea antes de su explotación intensiva, razón por la que se procedió a realizar un inventario en toda la cuenca, determinando su profundidad donde era posible. Se documentaron un total de 80 aprovechamientos de este tipo. A pesar de que la mayoría de ellos ya se encuentran secos, su profundidad es un reflejo del antiguo nivel del agua subterránea si consideramos que una vez que éste se alcanzaba, manualmente no era posible excavar más de algunos decímetros. Razón por la que muchos pozos que se excavan manualmente en otras regiones, por lo general se concluyen en época de sequía o estiaje, para garantizar que permanezca activo durante todo el año. La extracción del agua se realizaba de manera rudimentaria, manualmente o con ayuda de animales (figura 5.10). La profundidad varía desde un par de metros hasta más de 40 m, pero en promedio es de 25 m.

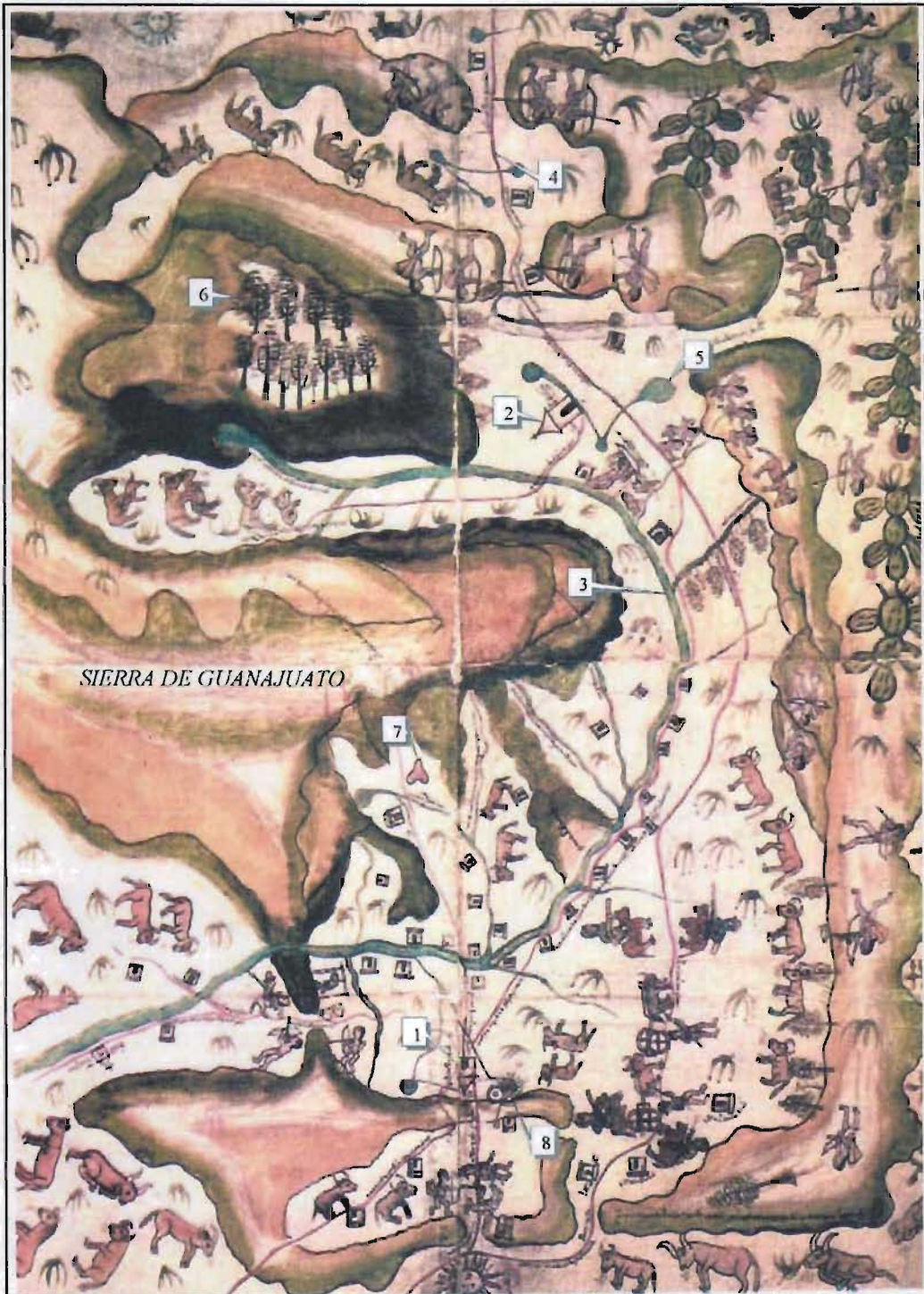


Figura 5.9 Mapa de la porción occidental de la CI, conocido como “Pintura de San Miguel y San Felipe” que data de 1580. (1) San Miguel de Allende, (2) San Felipe, (3) Río Laja, (4) “Camino de la Plata”, (5) manantiales, (6) bosques de encinos y pinos, (7) Altepec o “cerro de agua”, (8) Batán o molino impulsado por agua. El mapa original mide 82 x 61 cm.

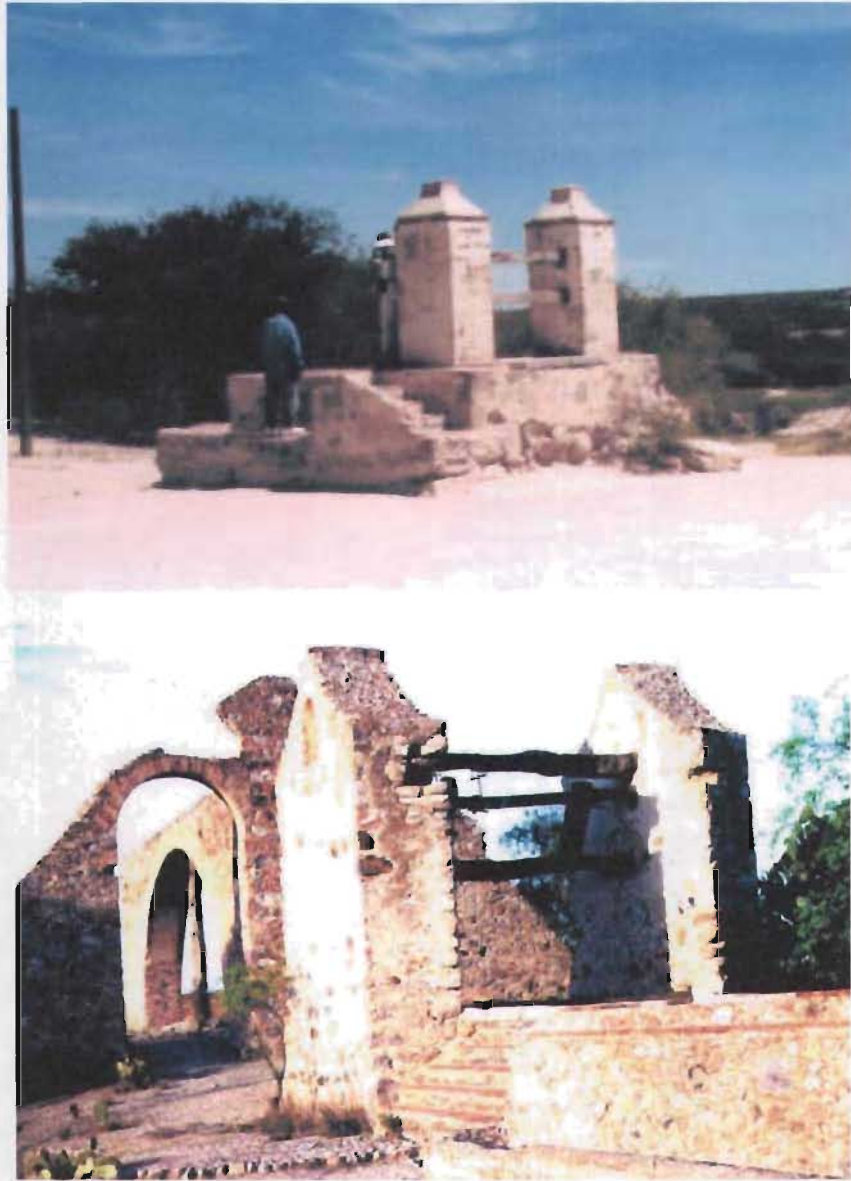


Figura 5.10 Antiguos aprovechamientos en la CI durante la época colonial. En el pozo superior la extracción se realizaba manualmente a mediados del siglo XIX (Hacienda del Carmen, NE de Dolores Hidalgo). En el pozo inferior se empleaba la fuerza animal para la extracción, durante los siglos XVII al XIX (Hacienda de Jesús, NW de San Luis de la Paz).

5.3.2.3. Manifestaciones biológicas e hidráulicas

En el siglo XVI, los ambientes de sabana en la CI y el Bajío son reconocidos mediante la investigación documental realizada por Butzer y Butzer (1997), quienes afirman que, en el valle de Laguna Seca y hasta San Luis de la Paz, existían ciénegas y charcas abastecidas por descargas de agua subterránea. Por otro lado, Díaz de Gamarra en 1777, menciona en su descripción de la Villa de San Miguel el Grande y su alcaldía mayor, la presencia de plantas conocidas como Guau (*Parthenocissus quinquefolia*) y Rejaldar (*Thevetia thevetioides*) a la orilla de manantiales, creciendo entre las rocas, las cuales podrían ser consideradas como freatofitas (AMSMA, 1994). No obstante, la freatofita por excelencia es el ahuehuete (*Taxodium mucronatum*), cuyo nombre en lengua náhuatl significa “viejo del agua”, por su longevidad y por sus ramas colgantes, grisáceas debido a la gran cantidad de epífitas que cuelgan de ellas; el nombre común en esta región es sabino o ciprés. Los archivos históricos de las ciudades registran árboles de este tipo, que fueron talados o se secaron, ahora sólo existen en la ribera del Río Laja, entre Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende. En la comunidad de Las Adjuntas, nombre usado para referirse a la confluencia de dos corrientes, durante muchos años la principal actividad económica consistió en la explotación de este árbol para la fabricación de muebles.

La documentación de los manantiales permitió conocer el número, las características y la distribución de las descargas de agua subterránea. Se encontraron manantiales perennes y otros con descargas estacionales, actuales y extintos, termales y fríos, cuya descarga es hacia el interior de la cuenca y los ubicados en las montañas que bordean la cuenca pero que descargan hacia las cuencas vecinas. Se identificaron y localizaron un total de 201 manantiales, de los cuales 113 descargan dentro de la cuenca y 88 lo hacen fuera de ella. Actualmente, el número de manantiales ha disminuido notablemente, ya que solo 44 presentan descargas permanentes, 91 tienen descargas en temporada de lluvias y 66 se han secado en los últimos años. En la figura 5.11 se muestra la distribución de manantiales con respecto a la altura y la distancia mínima al parteaguas. La mayor densidad de manantiales se presenta entre las alturas 2,050 y 2,150 msnm. Esto es debido al cambio que ocurre en la pendiente y que corresponde con el talud transicional descrito en la geomorfología. Se presenta además el cambio en las propiedades hidráulicas, cuando el agua transita hacia un medio de mayor permeabilidad (límite del acuífero fracturado-granular). Es importante notar que esta tendencia no es observada en aquellos manantiales que descargan fuera de la cuenca. Son evidentes también las diferencias en la distribución horizontal, lo que sugiere que las descargas están controladas por la geometría de los sistemas de flujo subterráneo, prácticamente el 90 % de los manantiales son abastecidos por sistemas de flujo local. Con respecto a la altura y sitios de descarga, se distinguen dos tipos de manantiales: los que están ubicados en zonas montañosas (70), asociados a cambios laterales o verticales de la permeabilidad en el macizo rocoso y los ubicados en la planicie (131). La mayoría de los manantiales en las zonas montañosas tienen caudales altamente variables que dependen del régimen de precipitación, por lo que algunos únicamente descargan en temporada de lluvias. Los manantiales en la planicie, muestran una menor variación anual en sus caudales, aunque tienden a disminuir a medida que se ha explotado el acuífero granular.

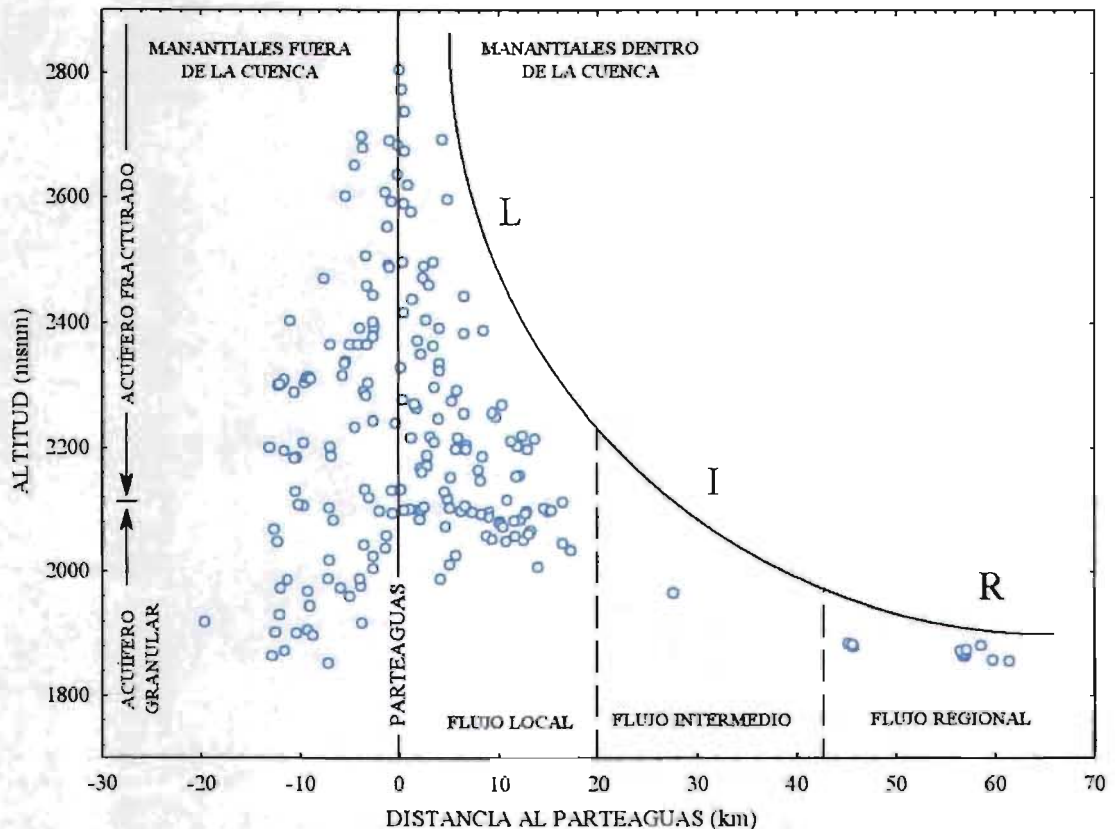


Figura 5.11 Distribución de manantiales con respecto a la altura y distancia al parteaguas. La mayor parte de los manantiales son fríos y estacionales abastecidos por sistemas de flujo local (L); mientras que los manantiales que descargan sistemas más profundos (I, R) son termales y con descargas prácticamente constantes durante el año. La mayor densidad de manantiales ocurre en la intersección de ambos acuíferos.

La simetría de las sierras en el parteaguas es determinante en la distribución de manantiales (ver figura 5.14). En sierras simétricas se distribuyen a ambos lados del parteaguas, como ocurre al W de la cuenca, en la Sierra de Guanajuato. En sierras asimétricas, los manantiales se presentan en las zonas de mayor pendiente. Evidencia de esto, es la ausencia de manantiales dentro de la cuenca en el noreste, donde todos los manantiales descargan en la vertiente del Río Pánuco. En el norte de la cuenca se presenta el fenómeno contrario, con los manantiales descargando hacia el interior de la cuenca.

El manantial de Tequisquiapan, localizado aproximadamente a 150 m al oriente del entronque entre la carretera San Miguel de Allende – Dolores Hidalgo y el camino hacia La Venta, se ubica precisamente en el centroide de la cuenca (20.10090° N, 100.82362° W) (figura 5.12). De acuerdo con algunos habitantes, el agua que brotaba era termal y su temperatura y caudal de descarga permanecía constante durante todo el año. A mediados de los años 70's, comenzó a disminuir su volumen de descarga hasta secarse completamente, en respuesta al pronunciado descenso piezométrico registrado en la zona. Por su posición

en la cuenca, sus dimensiones y descargas inferidas por el tamaño del vertedero, este manantial es considerado como el más importante, donde convergen los tres sistemas de flujo subterráneo. También se documentaron otros manantiales importantes, pero actualmente secos en los alrededores de Atotonilco, como el manantial El Piojito al oriente del santuario, que durante siglos abasteció a esta comunidad. Este manantial estaba provisto de un acueducto por donde se conducía el agua hasta el Santuario y de ahí se derivaban canales para riego. Los manantiales actualmente secos, se reconocen solamente por testimonios de algunos habitantes y los remanentes de estructuras como brocales y acueductos. Adicionalmente, la mayoría de los manantiales en la región de Atotonilco eran termales, con una temperatura promedio de 40 °C. Esta característica ha propiciado el establecimiento de balnearios con fines recreativos y terapéuticos, entre los que destacan el balneario La Gruta, Xothé, El Cortijo, El Chorro, Montecillo, Cieneguita, Taboada y Atotonilco.



Figura 5.12 Manantial de Tequisquiapan, ubicado en el centroide de la cuenca donde convergen los tres sistemas de flujo. El manantial descargaba volúmenes importantes pero comenzó a secarse a mediados de los años 70's. El brocal mide 15 x 15 m.

5.3.2.4. Manifestaciones edafológicas y mineralógicas

Al norte y noreste de Atotonilco, los suelos salinos cubren extensiones importantes. A principios del siglo XX, eran utilizados como complemento alimenticio para el ganado vacuno, por tal razón estos lugares eran comúnmente llamados "lambederos". El primer registro histórico de su existencia, data del año de 1564 cuando el entonces Virrey Luis de Velasco I, emite un mandamiento para que los indígenas de San Miguel pudiesen disponer

de “una mina de sal en el río”, en las cercanías de Atotonilco, al norte de San Miguel (Wright, 1998). La sal depositada en los suelos está compuesta principalmente por sulfato de sodio y concuerda con los análisis hidrogeoquímicos que muestran que la evolución geoquímica del agua subterránea en la cuenca es del tipo cálcico-bicarbonatada en las zonas de recarga, donde dominan los sistemas de flujo local y sódico-sulfatada en las zonas de descarga, donde convergen los tres sistemas de flujo (UNAM-CODER, 2000; Mählknecht et al., 2004a). Los suelos salitrosos se presentan también en el valle de San José Iturbide-Doctor Mora y en el valle de Laguna Seca, pero en áreas menos extensas.

En Atotonilco, al oriente del Santuario, se encuentra un depósito de calcedonia producido por las descargas de agua subterránea saturada en sílice. El origen de del sílice se explica por la disolución de los silicatos presentes en las rocas volcánicas. El depósito es color blanco y se presenta en forma masiva alcanzando aproximadamente 6 m de espesor, ocurre también como relleno de grietas y en ocasiones formando nódulos. Este depósito confirma los resultados de la modelación hidrogeoquímica presentados por UNAM-CODER (2000) y Mählknecht et al. (2004b), para definir la distribución de especies acuosas y su estado de saturación con respecto a fases minerales específicas, han identificado esta zona como sobresaturada en calcedonia. Es probable que los antiguos habitantes de la región hayan utilizado este depósito para la fabricación de utensilios y puntas de flecha, como se mencionó anteriormente.

En la región de Atotonilco y San Miguel, las descargas de agua subterránea y el caudal del Río Laja eran tan abundantes hace varias décadas, que prácticamente no era necesario realizar perforaciones profundas para abastecer a las comunidades o regar los cultivos. Sin embargo, cuando algunos pozos se perforaron presentaron el fenómeno de artesianismo, como el ubicado frente al Santuario de Atotonilco a mediados de los años 70's, que resultó ser un pozo brotante durante casi dos años.

Es importante señalar que el trabajo de campo para documentar las manifestaciones del flujo subterráneo, se facilitó en gran medida con la investigación previa de la toponimia en la cuenca, debido a que los nombres de muchas comunidades y localidades son alusivos a estas manifestaciones. Existen comunidades llamadas El Salitre, El Salitrillo, La Ciénega, La Cieneguita, El Ciprés, El Sabinal, El Nacimiento, Ojo de Agua, Los Baños, Los Charcos, El Chorro, El Jagüey, La Laguna, El Derramadero, Los Manantiales, Ojuelos, Agua Buena, Agua Salada, Agua Zarca, Las Adjuntas, Atotonilco, etc. Por ejemplo, agua zarca es un término normalmente utilizado para referirse al agua con tonalidades azul claro que brota de los manantiales en las montañas. Atotonilco, en lengua náhuatl significa “agua caliente”.

5.4. MODELO CONCEPTUAL DEL FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

El dominio y funcionamiento de los sistemas de flujo bajo condiciones naturales se estableció mediante la identificación de diferentes manifestaciones en campo asociadas a las descargas de agua subterránea y evidencias indirectas o documentales que proporcionaron información sobre las condiciones naturales o antiguas de estas descargas. Las manifestaciones asociadas a las descargas son manantiales, lagunas, ciénegas, suelos salitrosos, depósitos de calcedonia, artesianismo, termalismo y presencia de freatofitas. Las evidencias sobre las condiciones son de tipo paleoecológico, paleontológico, antropológico e histórico. El tipo de manifestaciones y su posición dentro de la cuenca (figura 5.13), permite sugerir la existencia de tres zonas con características definidas:

Zona I. Se localiza al pie de las montañas, a una distancia de 5 km al parteaguas en promedio, en el límite del acuífero granular y fracturado. Se reconocen cuatro lugares que presentaban manantiales fríos y freatofitas. Estos lugares son: la comunidad de San Diego, al sur de San José Iturbide, el extremo oriental de la ciudad de San Luis de la Paz, al noreste de la ciudad de San Felipe y la comunidad de Puerto de Nieto en San Miguel de Allende.

Zona II. Cubre gran parte de la planicie central que incluye los valles del Graben Central y Laguna Seca. En la porción norte de este último existía un área con manifestaciones como lagunas, ciénegas, suelos salitrosos y freatofitas. Actualmente sólo se observan suelos salitrosos.

Zona III. Se localiza en el centroide de la cuenca entre Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende. Comprende un área de aproximadamente 400 km² y representa la zona más importante en cuanto a manifestaciones se refiere. En esta zona, las áreas estaban sujetas a inundación, por lo que existían numerosas ciénegas rodeadas de freatofitas como el ahuehuate o sabino. Los suelos salitrosos cubrían importantes extensiones alternándose con depósitos de calcedonia, producto de la precipitación de soluciones saturadas en sílice. El artesianismo era un fenómeno común en la mayoría de los pozos de esta zona. Existían manantiales termales con temperaturas cercanas a los 40 °C, con descargas considerables. En estos últimos años, los manantiales se han secado, algunas ciénegas han desaparecido y el artesianismo ha disminuido.

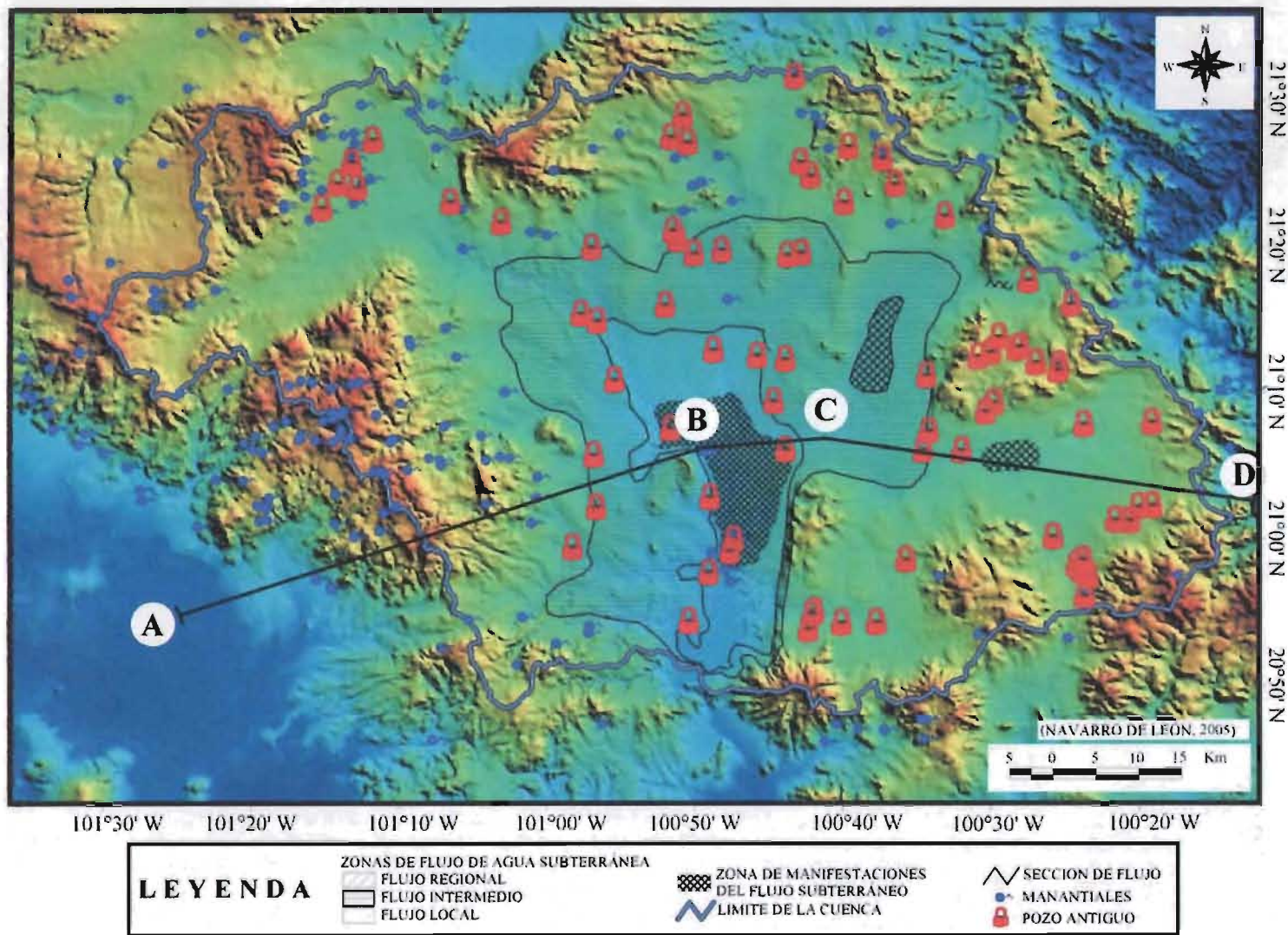


Figura 5.13 Dominio de los sistemas de flujo de agua subterránea y zonas de manifestaciones.

Las zonas de manifestaciones corresponden con tres patrones o sistemas de flujo. La zona I, cercana al parteaguas y con manantiales fríos, de caudales variables durante el año, está controlada por sistemas de flujo local. La presencia de lagunas, ciénegas y suelos salitrosos en la zona II, sugieren un aporte constante de agua subterránea procedente de flujo intermedio más profundo. Finalmente, los manantiales termales, el artesianismo y el depósito de sales y calcedonia en la zona III, son producto de las descargas del sistema de flujo regional, más profundo, con agua de mayor alta temperatura y carga de minerales. En la zona II es probable la participación de flujo local, de la misma manera, que en la zona III participarían flujos locales e intermedios, dependiendo de la geometría del sistema.

Con base en las características geomorfológicas e hidrogeológicas, así como de las evidencias y manifestaciones del flujo subterráneo se propone el siguiente modelo conceptual (figura 5.14).

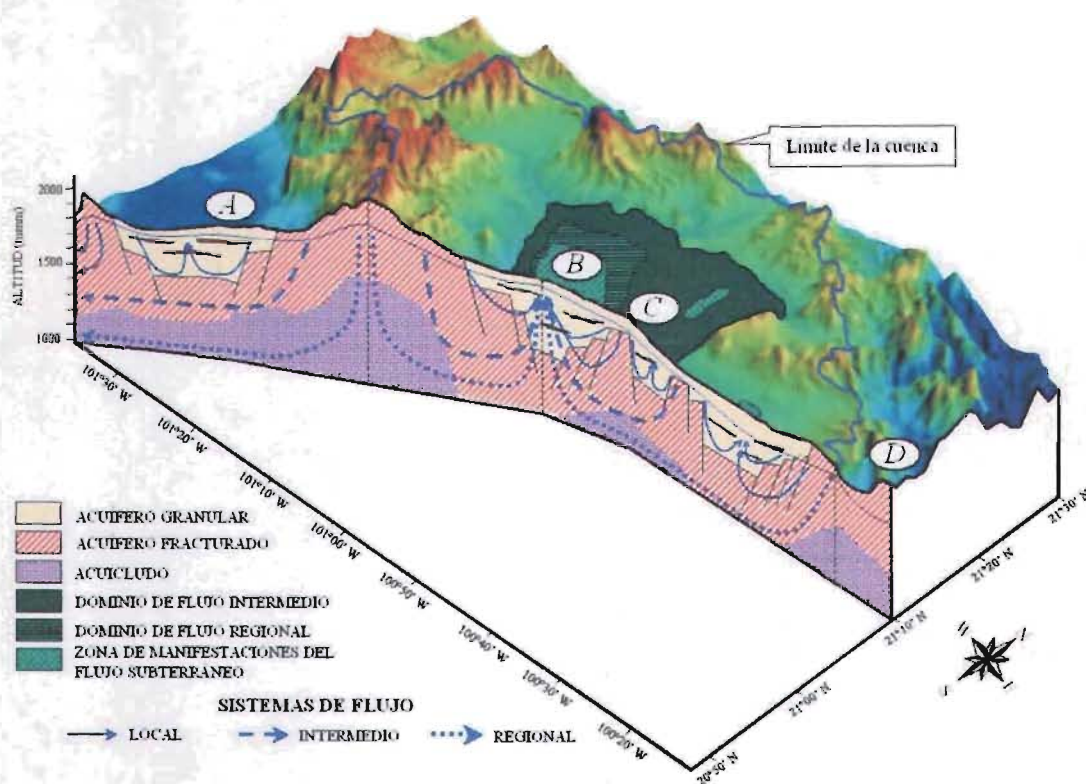


Figura 5.14 Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico en la CI y zonas aledañas. El flujo subterráneo es un sistema clásico inducido por gravedad. El flujo es generado en los bordes de la cuenca y descarga en su parte más baja, describiendo patrones definidos y produciendo manifestaciones en superficie.

El movimiento del agua subterránea en la CI es un sistema clásico de flujo por gravedad. La recarga tiene lugar en las zonas montañosas cercanas al parteaguas y el agua subterránea fluye hasta descargar en diversas regiones de la cuenca dependiendo de la situación geológica y topográfica. En las figuras 5.13 y 5.14 se muestra una sección compuesta por los puntos *ABCD*, en la Sierra de Guanajuato (entre los puntos *AB*) se localizan las zonas de mayor recarga y la divisoria de agua subterránea, donde el agua subterránea fluye a través de dos sistemas, uno local que descarga cerca del punto *A* y otro regional, más profundo que continua hacia el suroeste, en la región del Bajío. Hacia el interior de la cuenca, el agua recargada en la Sierra de Guanajuato genera tres sistemas de flujo que descargan en la región del punto *B* y hacia la salida de la cuenca. En la parte oriental (punto *D*), se localiza otra divisoria de agua subterránea, que separa a la que forma parte de la cuenca del Río Pánuco y la que fluye dentro de la cuenca. El agua recargada en las cercanías de este parteaguas, descarga a través de un sistema local en el valle de San José Iturbide-Doctor Mora. En el valle de Laguna Seca, se genera otro sistema de carácter local. El agua de ambos valles descarga en el centro de la cuenca (punto *B*), a través de un sistema intermedio y finalmente el flujo continúa hacia el sur, en la misma dirección que el flujo superficial en la cuenca. El punto *B* es la región de convergencia de los tres sistemas de flujo.

El modelo conceptual propuesto con el dominio de los sistemas de flujo de agua subterránea, describiendo patrones superficiales concéntricos, tiene importantes implicaciones para el manejo y protección del recurso hidráulico subterráneo. Los sistemas de flujo son entidades dinámicas que operan en diversas escalas espacio-temporales, con un orden y distribución que corresponde con el dominio de estas escalas. Los sistemas de flujo local son los más dinámicos, debido a que el flujo alcanza las velocidades más altas y sus trayectorias a través del medio geológico son las más cortas. Estos sistemas reaccionan más rápidamente a los cambios inducidos por la recarga o extracción. Por esta razón, son considerados como recursos estacionales, mientras que los sistemas intermedios y regionales son considerados como recursos seculares (Tóth, 2000).

5.5. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO

La Cuenca de la Independencia (CI) representa un sistema hidrogeológico integrado por dos acuíferos: uno fracturado y otro de tipo granular. El acuífero fracturado está constituido por rocas calcáreas y volcánicas de composición predominantemente silícica. Las rocas de este acuífero fueron afectadas por eventos de deformación de carácter extensional que provocaron el desarrollo de tres sistemas de fallamiento regional y la generación de bloques tectónicos. El hundimiento diferencial de los bloques permitió la acumulación de sedimentos clásticos en un ambiente depositacional terrígeno y fluvio-lacustre, constituyendo así un acuífero granular. Subyaciendo a ambos acuíferos se encuentran rocas antiguas con permeabilidad baja que funcionan como un acuícludo.

Diversos estudios geofísicos confirman la existencia de grandes fosas tectónicas rectangulares y romboidales parcialmente rellenas con sedimentos, cuyas orientaciones

conducen con el patrón regional del fallamiento. Los espesores en el acuífero granular están determinados por el hundimiento de los bloques tectónicos, pero además por las tasas de erosión de las montañas circundantes y las tasas de sedimentación en la planicie. El espesor promedio del acuífero granular es de 130 m y en el centro de la cuenca alcanza los 460 m; su volumen total calculado es de aproximadamente 320 km³. Los resultados de la investigación geofísica indican además, que se conserva la continuidad lateral de ambos acuíferos dentro de la cuenca, debido principalmente a dos factores: (a) en el acuífero fracturado los desplazamientos verticales ocasionados por las fallas no superan los espesores de dicho acuífero, y (b) el espesor del acuífero granular entre las fosas tectónicas solamente se reduce dando lugar a un sistema de bolsones interconectados.

La determinación de las propiedades hidráulicas de los acuíferos y su distribución se realizó a partir de la interpretación y análisis de pruebas de bombeo. La información hidráulica revela que ambos acuíferos en general, se comportan hidrodinámicamente como libres y están hidráulicamente comunicados. Sin embargo, en algunas regiones muy localizadas se presentan condiciones hidrodinámicas semiconfinadas debido a la presencia de lentes limo-arcillosos en el acuífero granular. En este acuífero, el valor promedio de la conductividad hidráulica es de 4.21 m/d; mientras que en el acuífero fracturado, dicho valor es de 2.01 m/d. La distribución de las propiedades hidráulicas en los acuíferos es anisotrópica y está controlada por procesos depositacionales y diagenéticos en el caso del acuífero granular (mayor permeabilidad en los bordes) y por la densidad e intensidad del fracturamiento en el acuífero fracturado.

El análisis de evidencias y manifestaciones de las descargas de agua subterránea aportaron valiosa información acerca del régimen hidrogeológico bajo condiciones naturales. Las evidencias de tipo paleoclimático, paleontológico, arqueológico e histórico indican que en el pasado existieron condiciones de mayor disponibilidad de agua. La existencia de una complicada red de drenaje con paleomeandros en partes de la planicie revelada a través del análisis de percepción remota y la identificación de fauna fósil reportada en la literatura sugiere que predominaban los ambientes tipo sabana en la cuenca con abundancia de agua superficial y subterránea. Los vestigios de grupos humanos asentados en las zonas de descarga de agua subterránea hace más de 2,000 años confirman las excelentes condiciones ecológicas prevalecientes. Los sitios de descarga de manantiales fueron también determinantes en la fundación de las primeras ciudades coloniales en la región hace casi 500 años. Se concluye además que existían niveles someros del agua subterránea en la planicie que hicieron posible la excavación rudimentaria de pozos para abastecer de agua a las haciendas durante los siglos XVII - XIX. La documentación de manifestaciones asociadas a las descargas incluyó manantiales, lagunas, ciénegas, suelos salinos, depósitos de calcedonia, freatofitas y fenómenos de artesianismo y termalismo. El tipo de manifestaciones y su posición en la cuenca sugiere que el régimen hidrogeológico en la CI es característico de un sistema clásico de flujo inducido por gravedad. El modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico obtenido presenta el dominio de tres sistemas de flujo jerárquicamente anidados (local, intermedio y regional) que describen patrones concéntricos de manifestaciones en superficie.

CAPÍTULO VI

MODELO NUMÉRICO EN ESTADO ESTACIONARIO

6.1. INTRODUCCIÓN

El crecimiento poblacional y las actividades socioeconómicas desarrolladas en la CI durante las últimas décadas, han provocado modificaciones importantes en los componentes del sistema hidrogeológico. Dichas modificaciones o perturbaciones a un sistema cuyo equilibrio se había mantenido durante cientos o quizá miles de años, son el resultado de acciones como la extracción excesiva de agua subterránea para regar áreas agrícolas extensas, la deforestación para el desarrollo de nuevas áreas de cultivo, que a su vez han provocado la erosión de suelos reduciendo las tasas de infiltración y recarga. La elaboración de diagnósticos por parte de instituciones y organismos sobre la situación actual del agua subterránea en la cuenca y en general, la planeación para el manejo de este estratégico recurso a mediano y largo plazo, representan indudablemente contribuciones importantes (SRH, 1970; CNA, 1992; CEASG, 1999). Sin embargo, estos esfuerzos se ven limitados pues es evidente que se requiere mejorar el conocimiento de la dinámica del sistema hidrogeológico, así como de los mecanismos y procesos involucrados.

El empleo de modelos numéricos de flujo resulta una alternativa interesante para evaluar los componentes del sistema y su respuesta dinámica a las modificaciones o perturbaciones (Anderson y Woessner, 1992; El-Kadi, 1995; Bredehoeft, 2002). La aplicación de un modelo numérico en estado estacionario en la CI, tiene como propósito principal reproducir las condiciones naturales del régimen hidrogeológico, esto es, en un estado de equilibrio entre las aportaciones y descargas superficiales y subterráneas. Los aspectos que involucra el modelo son: (a) la identificación de las condiciones de frontera del sistema hidrogeológico, (b) los patrones y la dinámica de los sistemas de flujo, los sitios y la magnitud donde ocurren la recarga, la evapotranspiración y las descargas, (c) las

trayectorias principales del flujo subterráneo, (d) el tiempo promedio de tránsito del agua en la cuenca, y (e) la cuantificación de los componentes que intervienen en el balance hidrogeológico (a nivel cuenca y subcuenca). El modelo numérico está basado en el modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico descrito en el anterior capítulo, así como en la caracterización hidroestratigráfica y la distribución de la conductividad hidráulica.

6.2. ECUACIONES QUE GOBIERNAN EL SISTEMA DE FLUJO Y SELECCIÓN DEL CÓDIGO NUMÉRICO

La derivación matemática de las ecuaciones que gobiernan el sistema de flujo en tres dimensiones para un medio poroso anisotrópico, se realiza mediante la combinación de una ecuación de balance y la ley de Darcy. Esta derivación se realiza con referencia a un cubo de material poroso, suficientemente grande para representar las propiedades del medio, pero también lo suficientemente pequeño para reflejar cambios mínimos en la carga hidráulica (figura 6.1). Este cubo es conocido como *volumen elemental representativo* o *REV* (Bear, 1972). El flujo de agua a través del *REV* es expresado en términos de caudal, donde para garantizar la conservación de masa en un régimen de flujo estacionario, la suma de todos los flujos entrantes deben ser igual a la suma del flujo que sale.

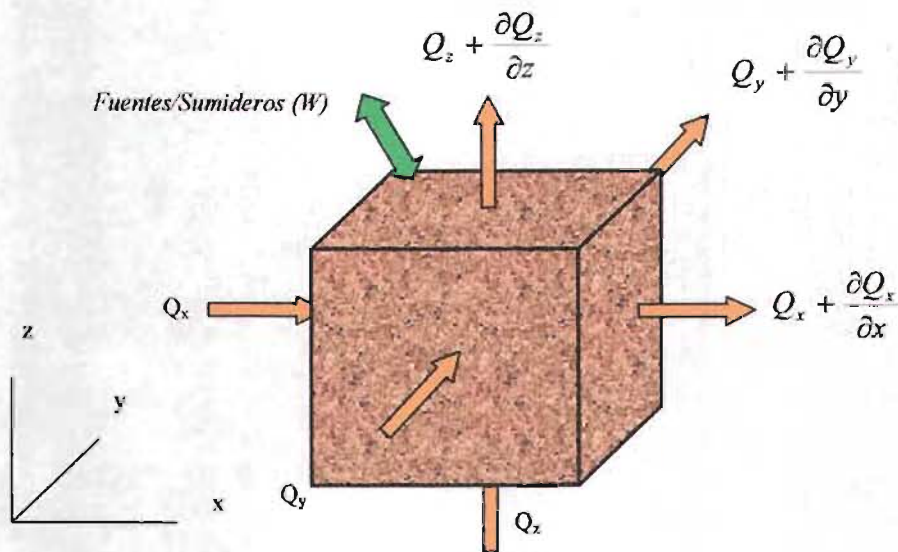


Figura 6.1 Volumen elemental representativo a través del cual fluye agua subterránea con un caudal, Q , en direcciones colineales a un sistema cartesiano de referencia. Las condiciones del flujo están establecidas para un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico.

Considerando que las direcciones principales del flujo coinciden con los ejes x, y, z , se aplica la ley de Darcy y se cancelan las áreas transversales:

$$\frac{Q_x}{A} = q_x = K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad \frac{Q_y}{A} = q_y = K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad \frac{Q_z}{A} = q_z = K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (6.1a,b,c)$$

Se obtiene la ecuación de flujo en régimen estacionario a través de un medio poroso anisotrópico saturado:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (6.2)$$

Para el caso de flujo en régimen transitorio, donde ocurre un cambio de masa en el volumen elemental en el tiempo, W , esto se traduce como un cambio en el coeficiente de almacenamiento del acuífero (S_s) y la ecuación 6.2 toma la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm W(x, y, z, t) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.3)$$

Las ecuaciones diferenciales parciales de segundo orden (6.2 y 6.3), gobiernan el sistema de flujo y su solución dá lugar a un sistema de ecuaciones algebraicas que pueden ser resueltas empleando el método de elemento finito o aproximación por diferencias finitas, con técnicas de solución iterativas como Jacobi, Gauss-Seidel, SIP (Procedimiento Implícito), SSOR (Sobre-relajación Sucesiva en Sección), PCG2 (Gradiente Conjugado Precondicionado) y Bi-CGSTAB (Gradiente Bi-Conjugado Estabilizado), (Wang y Anderson, 1982; Hermance, 1999; Lee, 1999).

El código numérico elegido para la solución de los sistemas de ecuaciones de flujo fue MODFLOW, desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (McDonald y Harbaugh, 1988). El código de MODFLOW ha sido incorporado en el programa comercial VisualMODFLOW™ de Waterloo Hydrogeologic, Inc., este programa está provisto de interfaces gráficas para el ingreso de los datos y la visualización de los resultados. La versión utilizada de VisualMODFLOW fue la 3.0.0.180, la cual proporciona soporte para el código de MODFLOW-2000 (Harbaugh et al., 2000). Las características consideradas para la elección del código numérico y el programa para el manejo del modelo fueron el método de solución (diferencias finitas), capacidad de modelación tridimensional, diseño modular, funcionamiento en diferentes plataformas de cómputo y la documentación de códigos y manuales. Adicionalmente, ambos han sido extensamente utilizados y

probados por la comunidad hidrogeológica, por lo que existen abundantes ejemplos en la literatura de su aplicación (NRC, 1990; Barnes, 1995; Leake y Mock, 1997; Yu, 1997).

MODFLOW está diseñado para simular el flujo del agua subterránea en sistemas donde existen condiciones de flujo saturado, es aplicable la ley de Darcy, el flujo es isotérmico y las direcciones principales de la conductividad hidráulica horizontal o la transmisividad no varían dentro del sistema. Para este caso en particular, el acuífero fracturado es modelado como un medio poroso equivalente considerando las dimensiones del modelo (Long et al., 1982; Narashiman, 1982; NRC, 1996).

6.3. DISEÑO DEL MODELO

6.3.1. DOMINIO Y DISCRETIZACIÓN

El dominio del modelo comprende completamente la planicie y se extiende al pie de las montañas que la rodean, es decir, al acuífero granular y parte del acuífero fracturado. El criterio empleado para establecer este dominio reside en el hecho de que la unidad hidroestratigráfica de mayor explotación e interés es el acuífero granular, por otra parte no se cuenta con suficiente información sobre la distribución de la conductividad hidráulica y de cargas hidráulicas en la región montañosa, la cual representa siempre un factor de gran incertidumbre en los problemas de modelación (Jamieson y Freeze, 1983; Forster y Smith, 1988a,b). Verticalmente, el dominio ha sido establecido desde la superficie del terreno hasta una elevación de 1,000 msnm como nivel de referencia, se utilizó este nivel tomando en cuenta que en la planicie (con una elevación de 1900 msnm, en promedio), la máxima profundidad de investigación obtenida por métodos geofísicos es de 800 m, además de evidencia directa de la composición geológica a partir de dos perforaciones cercanas a San Felipe con profundidades de 650 y 680 m.

La discretización del campo de flujo en una serie de bloques o celdas, asumiendo que las propiedades en cada una de ellas se mantienen homogéneas o uniformes, determina la resolución y el grado de heterogeneidad incluidas en el modelo. Las direcciones preferenciales del flujo subterráneo de acuerdo con el modelo conceptual, describirían un patrón radial desde los bordes de la cuenca, convergiendo en el centroide de la misma y siguiendo en dirección hacia el sur de San Miguel de Allende para salir de la cuenca. Este modelo conceptual ha sido representado para efectos de simulación numérica, con una malla tridimensional orientada de la siguiente manera: las direcciones W-E, N-S y nivel de referencia-elevación topográfica son colineales con los ejes x , y , y z de la malla, respectivamente. El modelo fue discretizado horizontalmente en una malla de 350 x 225 celdas cuadradas, cuyas dimensiones por celda son de 400 m por lado (figura 6.2). Los aspectos descritos por Haitjema et al., (2001) fueron determinantes en la elección del tamaño de celda, por un lado se consideraron los objetivos del modelo, la escala regional del mismo, la densidad de información para alimentar el modelo y la representación apropiada de las cargas hidráulicas; por otro lado se pretendió evitar una sobrediscretización que impusiera un esfuerzo computacional innecesario, altamente

demandante de memoria y con largos tiempos de ejecución del programa. La discretización vertical es de seis capas con espesor variable, cuya incorporación al modelo es descrita detalladamente en la siguiente sección.

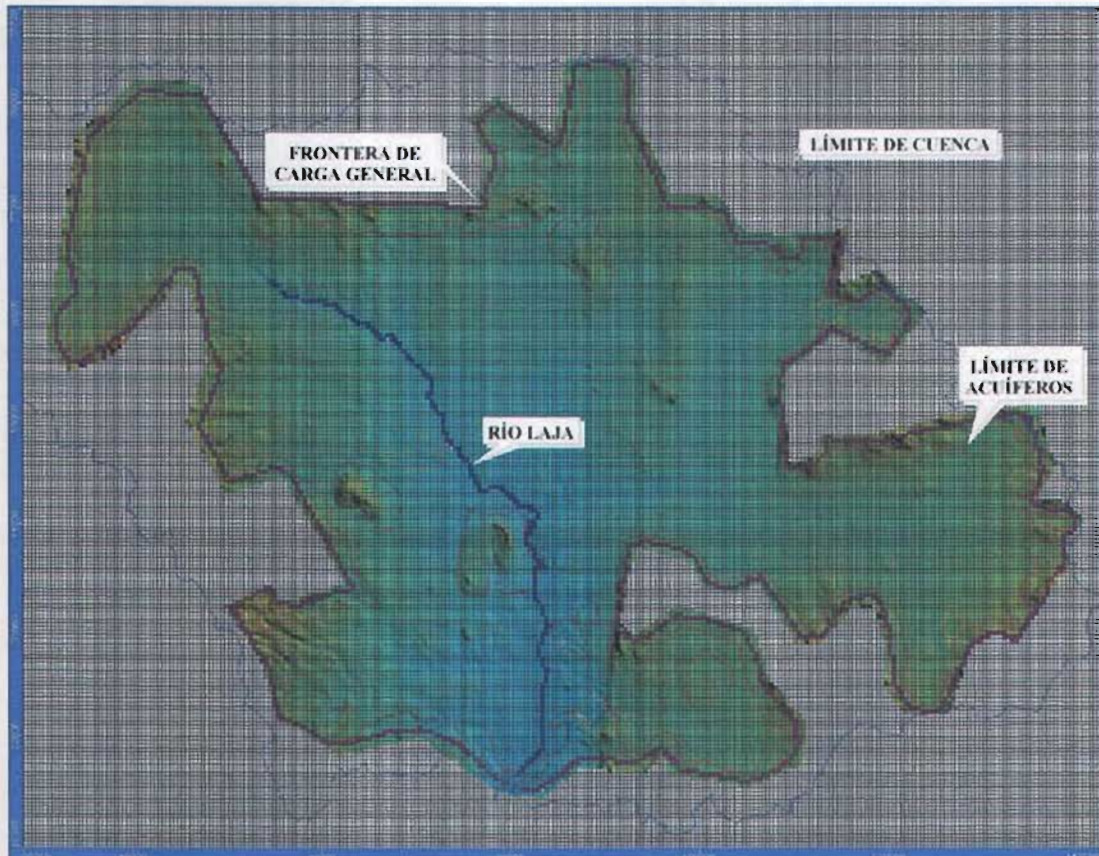


Figura 6.2 Dominio y discretización del modelo numérico para la CI. La línea delgada de color azul representa el límite de la cuenca y la línea roja, el límite entre los dos acuíferos. Dentro de la región activa del flujo se representan también condiciones de frontera como el Río Laja (línea más gruesa en color azul) y la frontera de carga general, GHB (línea en color púrpura).

6.3.2. INCORPORACIÓN DE LA HIDROESTRATIGRAFÍA Y PROPIEDADES HIDRÁULICAS

En la CI se definieron dos unidades hidroestratigráficas descritas en el capítulo anterior y fueron incorporadas al modelo numérico como capas de espesor variable con la introducción de dos mallas o matrices del mismo orden que el modelo (350 x 225 celdas), pero con diferentes alturas. La cubierta del acuífero granular está representada por la altura del terreno, por lo que el modelo digital de elevación fue reinterpolado con el programa SURFER™ para obtener una matriz de 350 x 225 celdas. La segunda y la tercera malla

representan los límites entre los acuíferos granular-fracturado y fracturado-acuíclido (figura 6.3). El espesor mínimo de las capas asignado en el modelo es de 1 m, aunque la capa esté ausente como ocurre con la capa superior en los bordes del modelo, esto es solamente para evitar inconsistencias en la formulación del sistema de ecuaciones lineales.

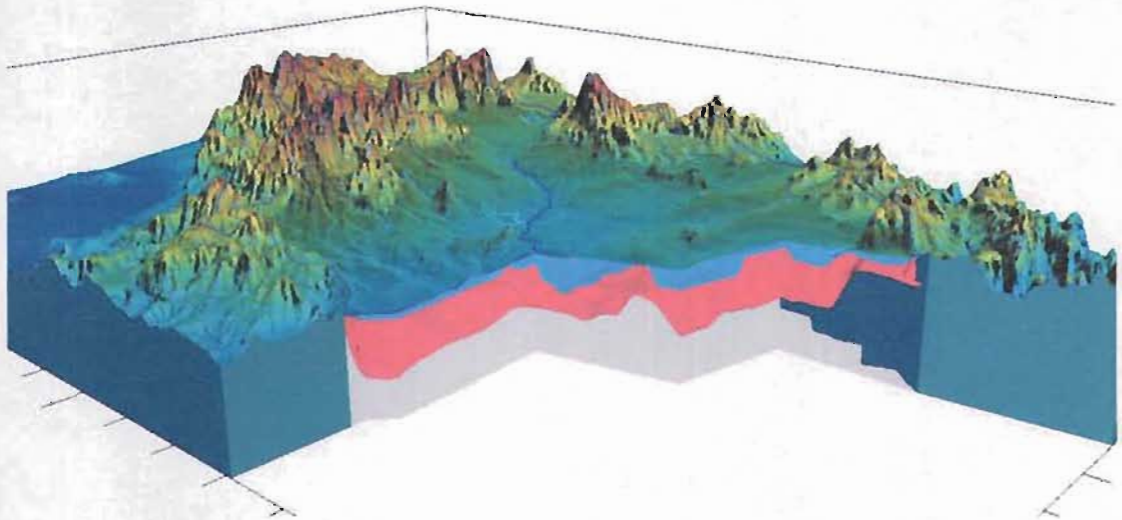


Figura 6.3 Bloque mostrando la incorporación de la hidroestratigrafía en el modelo numérico tridimensional, en color gris se presenta la base del modelo y/o del acuíclido. La capa roja es la base del acuífero fracturado y la capa celeste es la base del acuífero granular. Nótese que el espesor de sedimentos granulares obedece a un control estructural. La vista es hacia el noroeste.

El modelo conceptualmente está representado por dos capas, sin embargo, en algunas celdas de la capa superior cercanas a los bordes, el espesor saturado del medio poroso es reducido. En las primeras simulaciones, muchas de estas celdas activas se secaban fácilmente provocando descensos importantes en las cargas hidráulicas calculadas; no obstante en la realidad sucedía exactamente lo contrario, los niveles piezométricos no descendían de forma tan abrupta como lo demuestran los numerosos manantiales encontrados al pie de las montañas (ver figura 5.15). Este problema fue resuelto rediseñando el modelo y aumentando su resolución vertical, es decir, se recurrió al refinamiento telescópico de capas en el modelo (Ward et al., 1987). Este refinamiento consistió en dividir verticalmente la capa superior en dos unidades con igual espesor, la capa superior resultante es sucesivamente subdividida hasta representar el acuífero granular en cuatro capas de diferente espesor. El acuífero fracturado también fue refinado en dos capas y el acuíclido profundo se asumió como la base del modelo. Finalmente, el modelo numérico quedó integrado por dos unidades hidroestratigráficas representadas por seis capas.

Las propiedades hidráulicas de los acuíferos describen su capacidad para almacenar y transmitir el agua. Es preciso aclarar que una misma capa puede tener diferentes valores de conductividad hidráulica y su distribución es presentada en las figura 6.4, así como sus valores asignados.

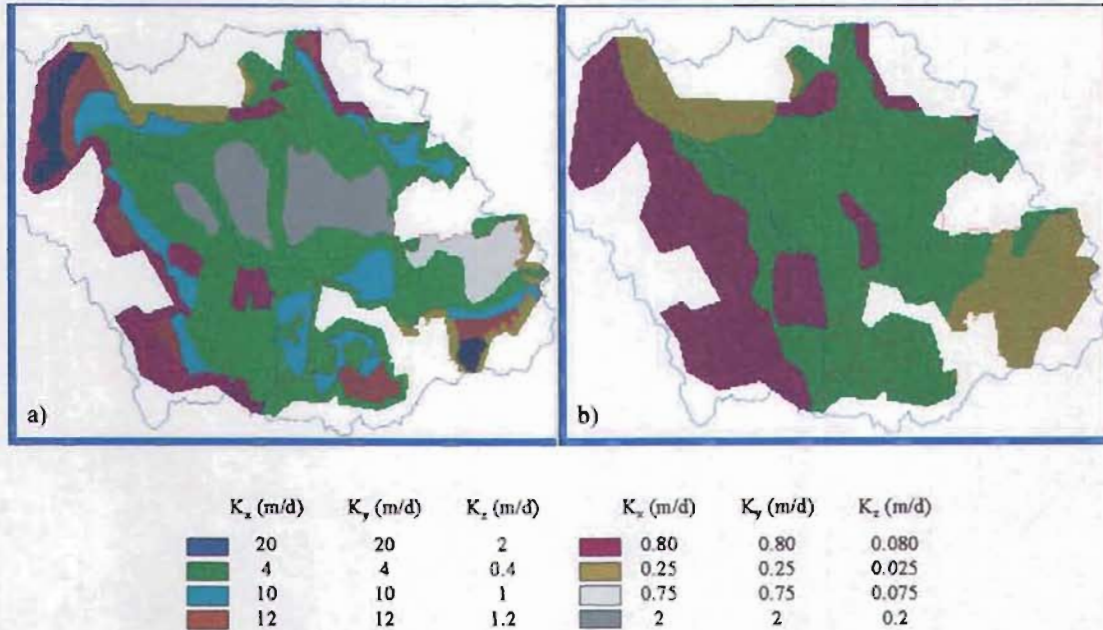


Figura 6.4 Distribución de la conductividad hidráulica y valores inicialmente asignados en el modelo numérico. La figura a) se refiere al acuífero granular y la b) al acuífero fracturado.

La anisotropía inicialmente establecida en el modelo está representada por la relación de la conductividad hidráulica horizontal con respecto a la vertical, en proporción de 10 a 1. Esta proporción determina en gran medida el intercambio de agua subterránea entre las capas y cambia durante el proceso de calibración (Weeks, 1964, 1969; Barwell y Lee, 1981; Lapham, 1989). Otro aspecto importante también considerado es el efecto de la escala sobre las propiedades hidráulicas, pues al tratarse de un modelo regional, los valores de conductividad hidráulica son superiores a los determinados con pruebas de bombeo (Neuman, 1994; Rovey y Cherkauer, 1995; Sánchez-Vila et al., 1996; Wen y Gómez-Hernández, 1996; Rovey, 1998; Halford, 1999; Schulze-Makuch et al., 1999). Este es un fenómeno ampliamente conocido y extensamente documentado. Por ejemplo, Rovey y Cherkauer (1995) consideran que por lo general, las determinaciones de conductividad hidráulica en el laboratorio presentan valores tres órdenes de magnitud (10^{-3}) en promedio más bajos que las determinaciones obtenidas con pruebas de bombeo y éstas a su vez, determinan valores que son una décima parte de los obtenidos mediante modelos numéricos calibrados.

6.3.3. CONDICIONES DE FRONTERA

Las condiciones de frontera en los modelos numéricos son enunciados matemáticos que especifican la variable dependiente (carga hidráulica) o la derivada de la variable dependiente (flujo) en los bordes del dominio del modelo. La definición de las condiciones de frontera representan uno de los pasos más críticos en el diseño del modelo y determinan en gran medida el patrón de flujo, en el caso de simulaciones en estado estacionario (Anderson y Woessner, 1992; ASTM, 1994a). El establecimiento de las condiciones de frontera a lo largo de todo el borde del dominio de flujo tridimensional, es un requisito matemático imprescindible para resolver las ecuaciones de flujo subterráneo. Existen tres tipos de condiciones de frontera comúnmente especificadas en el análisis matemático del flujo: (a) frontera de carga hidráulica especificada o tipo I, formalmente denominada como *Frontera de Dirichlet*, donde $h(x,y,z,t)$ = una constante; (b) frontera de flujo especificado o tipo II, llamada también como *Frontera de Neumann*, donde $dh(x,y,z,t)/dn$ = una constante; (c) frontera de flujo mixto o dependiente de la carga, de tipo III, conocida también como *Frontera de Cauchy*, donde $dh/dn + ch$ = una constante, donde h es la carga hidráulica, n es la normal direccional a la frontera y c también es una constante (Reilly, 2001). Hidrodinámicamente el sistema es considerado como libre o no confinado y la base del modelo, es decir, el techo del acuícludo es representado como una frontera "impermeable" o de no-flujo para efectos de modelación. Se describen a continuación las condiciones de frontera que fueron incorporadas en el modelo.

6.3.3.1. Recarga

Los mecanismos de recarga y la evolución geoquímica del agua subterránea en la CI han sido descritos por Mahlkecht et al., (2004b), utilizando isótopos estables y geoquímica de especies mayores. Las características isotópicas del agua subterránea indican un origen completamente meteórico, es decir, la recarga está determinada por la precipitación sobre la superficie de la cuenca. La distribución espacial y el volumen anual de la recarga ha sido estimada mediante el método de balance de cloruros (CMB, *chloride mass balance*), utilizando la metodología descrita por Bromley et al., (1997). Esta técnica ha sido probada en regiones semi-áridas donde los escasos eventos de precipitación dificultan el empleo de métodos convencionales (Sukhija et al., 1988; Edmunds y Gaye, 1994; Bazuhair y Wood, 1996; Ting et al., 1998). En la CI, la recarga se distribuye siguiendo los patrones climáticos de la región, es decir se presentan tres grandes zonas: al occidente de la cuenca ocurren la mayor cantidad de recarga, con tasas que varían de 100 a más de 500 mm/año (Sierra de Guanajuato); en el sureste con tasas de recarga de 100 a casi 300 mm/año (Sierras del Zamorano y de los Cuarzos); y una zona que abarca gran parte de la planicie al centro y noreste de la cuenca con una recarga inferior a los 100 mm/año (figura 6.5). Esta distribución fue obtenida utilizando la información de la precipitación media anual (registro de 30 años) y las concentraciones de cloruros en 246 muestras de agua subterránea y muestras de agua de lluvia colectadas durante los años 1999-2001 (UNAM-CODER, 2000; Mahlkecht et al., 2004b).

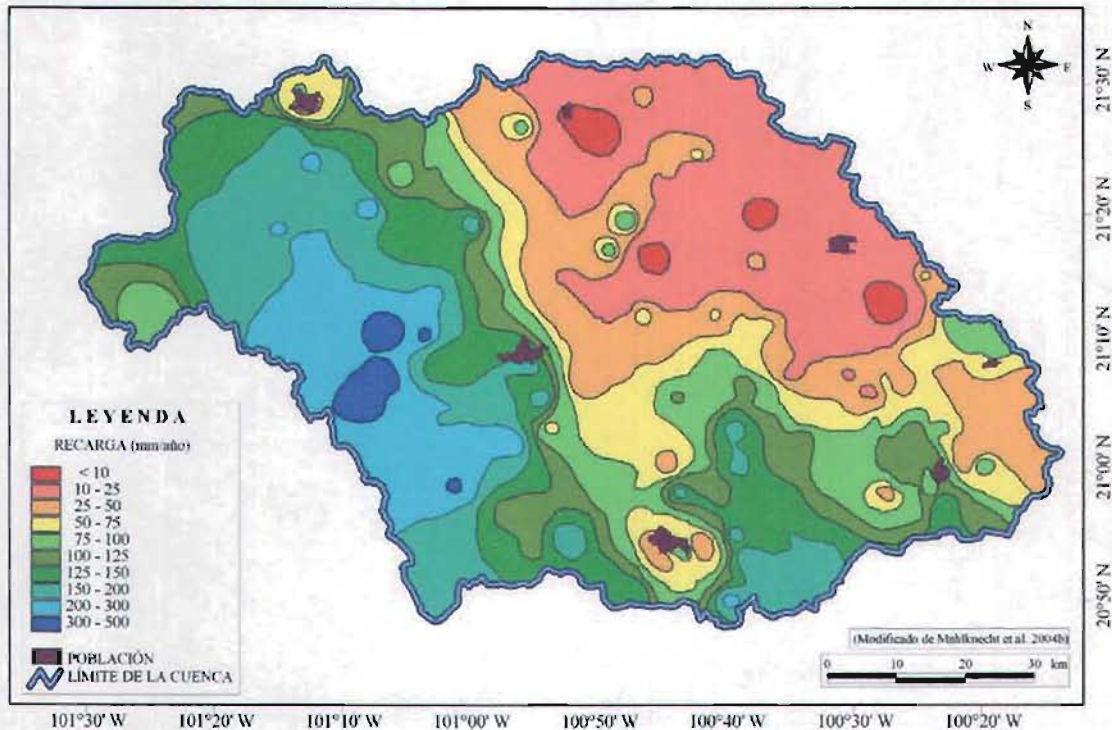


Figura 6.5 Distribución espacial de la recarga en la CI, obtenida mediante el método de balance de cloruros. Las mayores tasas de recarga ocurren en el occidente y sur de la cuenca siguiendo los patrones climáticos. Las tasas de recarga más bajas se determinaron en el norte y noreste de la zona de estudio (modificado de Mählknecht et al., 2004b).

En el modelo numérico, la recarga es representada de dos maneras considerando que la zona activa del flujo o el dominio del modelo no corresponde con los límites hidrogeológicos de la cuenca. En el caso de las celdas de la planicie, donde la infiltración directa determina la recarga areal, ésta es representada como una condición de frontera de flujo especificado o de Neumann en la capa superior. Los valores inicialmente establecidos en el modelo son el promedio de los rangos mostrados en la figura 6.5. Para las celdas en los bordes del modelo, la recarga lateral proveniente de las montañas es representada por una condición de frontera de carga general (representada por la línea de color púrpura en la figura 6.2). El flujo es dependiente de la carga hidráulica en la frontera y la conductancia, la cual a su vez está determinada por el área de celda multiplicada por la conductividad hidráulica y dividida por la distancia a la frontera. El criterio para establecer las zonas de recarga lateral está basado en las alturas de las montañas con respecto a la planicie. La recarga lateral es generada en todos los bordes del dominio con excepción del borde meridional, entre el volcán Palo Huérfano y la Sierra de Codornices, donde descarga el Río Laja. El valor promedio de conductancia utilizado es de $0.05 \text{ m}^2/\text{d}$.

6.3.3.2. Evapotranspiración

La evapotranspiración, al igual que la recarga es un parámetro difícil de cuantificar en zonas semi-áridas extensas donde predominan una gran variedad de suelos y las condiciones climáticas son extremas. Los métodos propuestos para su cuantificación son variados (Jacobs y Satti, 2001), sin embargo la mayoría requieren de una gran cantidad de parámetros. La evapotranspiración potencial calculada con el método de Turc (1961) es de 496.11 mm/año y su distribución es mostrada en la figura 6.6, donde las mayores tasas evapotranspirativas se localizan al sur de la cuenca y en la Sierra de Pozos. En el modelo numérico, la evapotranspiración es representada como una condición de frontera de Cauchy, cuyo flujo es dependiente de la carga hidráulica y alcanza su máximo valor cuando la carga es igual al nivel del terreno. Cuando la carga hidráulica está por debajo de la superficie, el valor de la evapotranspiración puede disminuir hasta llegar a cero. Esta profundidad es conocida como profundidad de extinción y en el modelo se ha considerado como de 3 m.

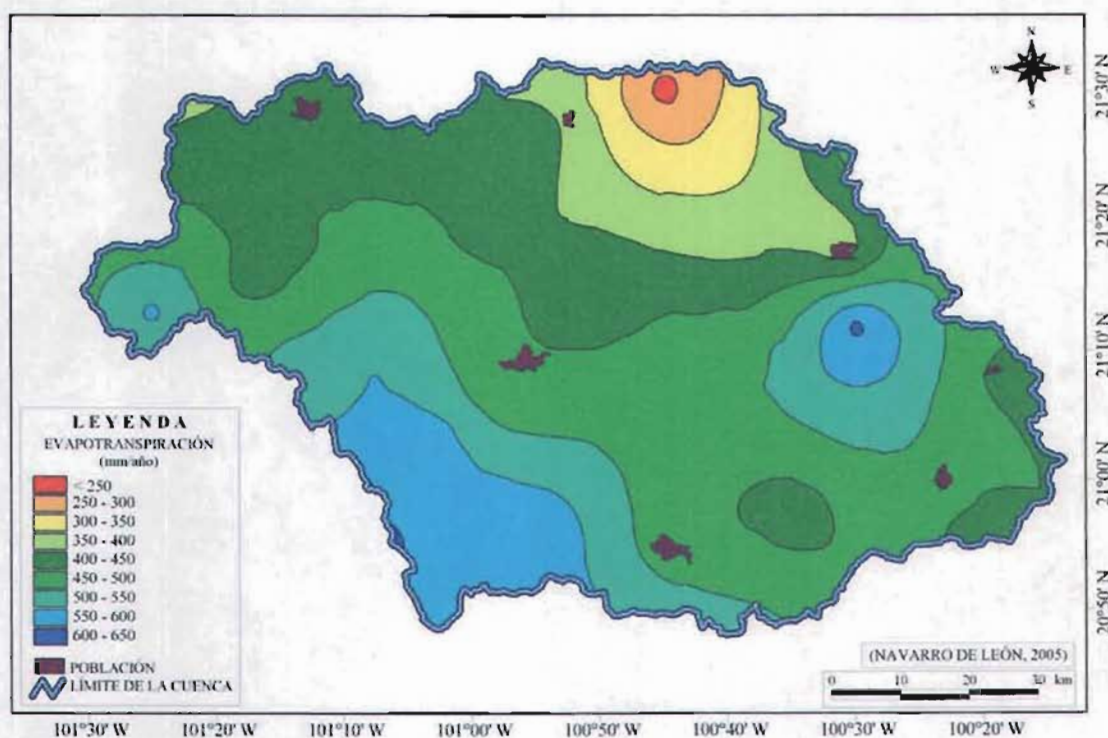


Figura 6.6 Distribución espacial de la evapotranspiración en la CI calculada con el método de Turc (1961). Las mayores tasas evapotranspirativas corresponden a la porción meridional de la Sierra de Guanajuato y la Sierra de Pozos.

6.3.3.3. Ríos

El Río Laja, de acuerdo con registros hidrométricos históricos, es considerado hasta antes de 1970 como una corriente permanente desde la localidad de La Quemada, en las inmediaciones de San Felipe y Dolores Hidalgo. La elevación del río en este lugar es de 1,990 msnm y desciende hasta los 1,845 msnm en la salida de la cuenca. Esta corriente es representada en el modelo por una condición de frontera de Cauchy con un valor de conductancia promedio de $0.8 \text{ m}^2/\text{d}$. El valor de conductancia fue estimado considerando que el lecho del río, con un espesor promedio de 2 m, está compuesto principalmente por gravas y arenas de alta permeabilidad (Calver, 2001; Landon et al., 2001).

6.3.3.4. Cuerpos de agua superficial

Los cuerpos de agua superficial más importantes están representados por embalses construidos a partir de la década de 1960, por lo que no son consideradas en el modelo en régimen estacionario. Sin embargo, por sus dimensiones e importancia la presa Ignacio Allende es considerada en el modelo numérico transitorio a partir de 1968.

6.4. CONDICIONES INICIALES

Para reproducir los patrones de flujo subterráneo descritos en el modelo conceptual y los niveles de los antiguos aprovechamientos mostrados en la figura 5.14, se seleccionaron 30 pozos que conservaban su profundidad original, esto es que no habían sido rellenados con gravas u otros materiales. Los pozos seleccionados se distribuyen dentro del dominio del modelo y son utilizados como puntos de calibración (figura 6.9). Algunos de estos aprovechamientos funcionaban todavía a principios de los años 40's según información proporcionada por habitantes de la región. Estos pozos resultan importantes como indicadores del nivel del agua subterránea, ya que los primeros registros del nivel fueron documentados por un estudio de la Secretaría de Recursos Hidráulicos a principios de los años 70's, casi 15 años después que los descensos piezométricos comenzaron a manifestarse en el valle de Laguna Seca (SRH, 1970). En 1970, esta región contaba ya con dos decretos de veda rígida, por lo que los niveles piezométricos entonces observados reflejaban las condiciones de un sistema perturbado (Rushton y Wedderburn, 1973).

Es importante señalar que a pesar de la existencia de un gran número de aprovechamientos antiguos en México, desafortunadamente éstos no han sido utilizados como indicadores del nivel de agua subterránea en el pasado. En muchas de las cuencas, los primeros registros de niveles piezométricos fueron determinados sistemáticamente después de décadas de extracción de agua subterránea y como una respuesta a la preocupación por sus descensos pronunciados.

6.5. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN

6.5.1. CALIBRACIÓN

6.5.1.1. Estrategia de simulación y criterio de calibración

Como ocurre frecuentemente en la modelación directa, el mejor ajuste se consigue mediante prueba y error, la estrategia de simulación estuvo basada en la variación de los valores de las propiedades y parámetros como la conductancia en las fronteras del modelo. La amplitud de las variaciones fue disminuyendo hasta reproducir al máximo posible las cargas hidráulicas en los puntos de calibración o control. La secuencia de los ajustes se realizó en este orden: (a) conductividad hidráulica horizontal, (b) conductividad hidráulica vertical (anisotropía), (c) recarga, (d) evapotranspiración, y (e) conductancia en las condiciones de frontera. El orden de los puntos de calibración también estuvo determinado por un criterio espacial, pues se procedió primero a calibrar las zonas más altas y distantes a la región de descarga de la cuenca.

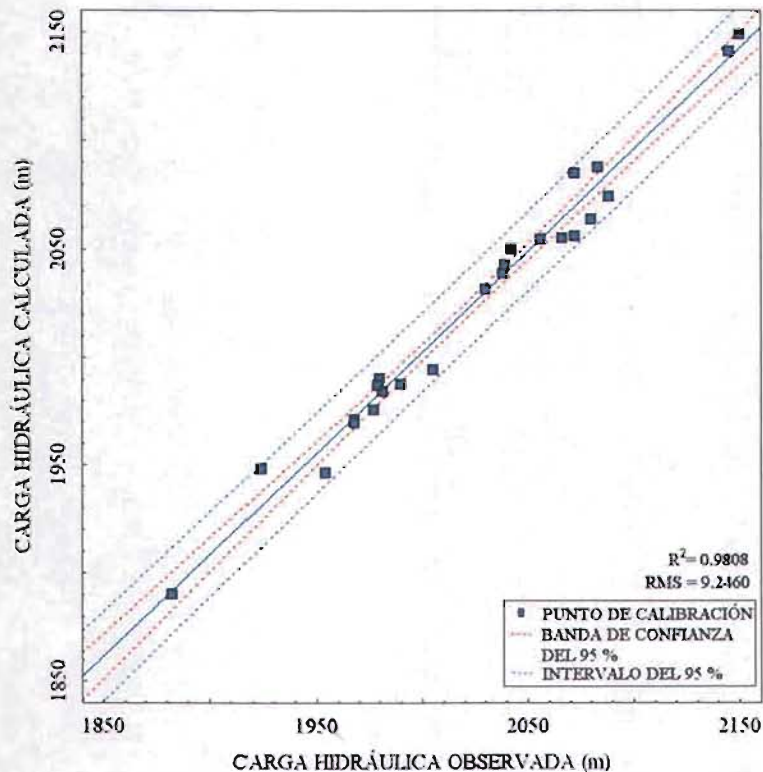


Figura 6.7 Gráfica mostrando las cargas hidráulicas observadas vs. cargas hidráulicas calculadas (msnm) para la calibración en estado estacionario. La línea continua es la línea de ajuste obtenida mediante regresión lineal por mínimos cuadrados para los puntos de calibración. Se indica también el coeficiente de correlación lineal (R^2) y el error cuadrático medio (RMS).

El criterio utilizado para establecer el mejor ajuste fue el residual promedio, este es el promedio de las diferencias entre los valores observados y los valores calculados de carga hidráulica en las celdas activas superiores. En la figura 6.7 se presenta la gráfica de calibración con un valor de residual promedio de 1.30 m, lo que representa un buen ajuste tomando en cuenta que se trata de un modelo a escala regional (Varni y Usunoff, 1999). Esta variación además cae dentro del intervalo de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea debidas al régimen estacional de precipitación (van der Kamp y Maathius, 1991; Rosenberry y Winter, 1997). La mayor diferencia en los valores calculados es 26.33 m y la mínima es 0.72 m. El error estándar de la estimación es 1.80 m.

6.5.1.2. Estimación de Parámetros

Los parámetros ajustados durante el proceso de calibración fueron la conductividad hidráulica, la recarga y la evapotranspiración; estos parámetros tuvieron poca variación con respecto a los valores originalmente establecidos. El ajuste de parámetros es una práctica común para asegurar la correspondencia entre las variables determinadas y los parámetros que permitan una mayor confiabilidad en el modelo (Cooley, 1977, 1979; Carrera y Neuman, 1986a,b,c). En el caso de la conductividad hidráulica, los valores ajustados son mostrados en la tabla 6.1.

Tabla 6.1 Conductividad hidráulica ajustada (el orden de los valores corresponde al presentado en la figura 6.4).

ZONA	K_x (m/d)	K_y (m/d)	K_z (m/d)	ZONA	K_x (m/d)	K_y (m/d)	K_z (m/d)
1	10	10	1.8	5	1.2	1.2	0.2
2	8	8	1.6	6	0.1875	0.1875	0.01875
3	5.625	5.625	1.125	7	2	2	0.4
4	6.8	6.8	1.25	8	7	7	1.4

Los valores estimados de la recarga son 10, 16, 30, 50, 70, 100, 135, 175, 200 y 400 mm/año, siguiendo el orden presentado en la figura 6.5. Los valores ajustados de la evapotranspiración son 200, 275, 325, 375, 425, 475, 525, 575 y 625 mm/año, en el orden mostrado en la figura 6.6.

6.5.2. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El propósito del análisis de sensibilidad es cuantificar la incertidumbre en el modelo calibrado causada por la estimación de los parámetros de los acuíferos y las condiciones de frontera. Las fuentes de incertidumbre en los modelos numéricos de flujo subterráneo son diversas e incluyen la naturaleza anisotrópica del medio geológico en el caso de la conductividad hidráulica, la incertidumbre en la frecuencia e intensidad de los eventos de precipitación en el caso de la recarga y la variabilidad climática para el cálculo de la evapotranspiración (Gillham y Farvolden, 1974; Croley, 1997; Chen et al., 1999). Durante

el análisis de sensibilidad, los valores calibrados para la conductividad hidráulica, la recarga y la evapotranspiración fueron sistemáticamente modificados y analizada su respuesta en el modelo numérico, de acuerdo a la norma D5611-94 (ASTM, 1994b). Los valores se variaron en $\pm 25\%$ en intervalos de 5% , en la tabla 6.2 se presentan los resultados de las simulaciones en términos de diferencia de residuales y su efecto en las fronteras dependientes de la carga hidráulica.

Tabla 6.2 Resultados del análisis de sensibilidad para el modelo numérico en estado estacionario de la CI. Los valores dados entre paréntesis indican el porcentaje de cambio con respecto al valor calibrado. ET = Evapotranspiración.

Propiedad Hidráulica	Variación (%)	Residual promedio en la capa I (m)		Flujo en las fronteras dependientes de la carga (Mm ³ /año)					
				Entradas		Salidas		ET	
Conductividad Hidráulica	25	0.07	(-94.50)	75.52	(5.98)	137.31	(5.19)	2.65	(-20.02)
	20	0.37	(-71.46)	73.81	(4.27)	137.59	(5.47)	2.75	(-19.92)
	15	0.60	(-53.83)	73.83	(4.29)	139.13	(7.01)	13.25	(-9.42)
	10	0.80	(-38.84)	72.42	(2.88)	136.62	(4.50)	16.65	(-6.02)
	5	0.97	(-25.28)	70.85	(1.31)	135.04	(2.92)	19.18	(-3.49)
	0	1.30	(0.00)	69.54	(0.00)	132.12	(0.00)	22.67	(0.00)
	-5	1.56	(19.68)	67.86	(-1.68)	131.50	(-0.62)	25.25	(2.58)
	-10	1.86	(43.11)	66.08	(-3.46)	130.37	(-1.75)	27.67	(5.00)
	-15	2.24	(72.24)	64.32	(-5.22)	130.30	(-1.82)	31.14	(8.47)
	-20	2.45	(87.94)	62.49	(-7.05)	128.54	(-3.58)	34.71	(12.04)
-25	2.64	(102.88)	60.18	(-9.36)	127.18	(-4.94)	34.15	(11.48)	
Recarga	25	1.95	(50.01)	68.60	(-0.94)	135.58	(3.46)	29.48	(6.81)
	20	1.82	(40.18)	68.69	(-0.85)	134.77	(2.65)	25.50	(2.83)
	15	1.70	(30.35)	68.89	(-0.65)	134.45	(2.33)	24.48	(1.81)
	10	1.56	(19.65)	69.19	(-0.35)	134.13	(2.01)	24.01	(1.34)
	5	1.42	(8.96)	69.35	(-0.19)	133.77	(1.65)	23.46	(0.79)
	0	1.30	(0.00)	69.54	(0.00)	132.12	(0.00)	22.67	(0.00)
	-5	1.15	(-11.57)	69.83	(0.29)	131.03	(-1.09)	19.53	(-3.14)
	-10	1.01	(-22.57)	69.69	(0.15)	130.96	(-1.16)	18.12	(-4.55)
	-15	0.91	(-30.44)	69.63	(0.09)	130.80	(-1.32)	16.52	(-6.15)
	-20	0.78	(-40.04)	69.59	(0.05)	130.28	(-1.84)	14.83	(-7.84)
-25	0.67	(-48.41)	69.54	(0.00)	129.09	(-3.03)	13.35	(-9.32)	
Evapotranspiración	25	0.93	(-28.86)	69.83	(0.29)	131.60	(-0.52)	42.46	(19.79)
	20	0.99	(-24.07)	69.76	(0.22)	131.53	(-0.59)	38.72	(16.05)
	15	1.04	(-19.96)	69.67	(0.13)	131.42	(-0.70)	34.52	(11.85)
	10	1.10	(-15.85)	69.58	(0.04)	131.31	(-0.81)	30.32	(7.65)
	5	1.21	(-6.82)	69.57	(0.03)	131.82	(-0.30)	26.71	(4.04)
	0	1.30	(0.00)	69.54	(0.00)	132.12	(0.00)	22.67	(0.00)
	-5	1.37	(5.62)	69.41	(-0.13)	132.47	(0.35)	18.53	(-4.14)
	-10	1.45	(11.53)	69.31	(-0.23)	133.04	(0.92)	13.87	(-8.80)
	-15	1.50	(14.88)	68.88	(-0.66)	133.61	(1.49)	9.36	(-13.31)
	-20	1.54	(17.97)	68.52	(-1.02)	133.66	(1.54)	0.79	(-21.88)
-25	1.62	(24.15)	67.72	(-1.82)	135.17	(3.05)	0.25	(-22.42)	

El análisis de la información contenida en la tabla anterior, muestra que la conductividad hidráulica es el parámetro que mayor efecto tiene sobre la magnitud de los residuales en la calibración. En el gráfico de la figura 6.8, la conductividad hidráulica tiene una relación directa sobre el valor del residual y un cambio del 25 % en esta propiedad, resulta en una variación aproximada del 100 % en la diferencia de carga hidráulica. En forma similar, al variar la recarga un 25 %, el residual cambia en 50 % con respecto al valor calibrado, aunque en este caso la relación propiedad-residual es inversa. Un efecto menos pronunciado pero igualmente importante, es la variación de la evapotranspiración, que influye en un 25-30 % en el residual al variar 25 %. El efecto de la variación de la conductividad, la recarga y la evapotranspiración sobre el residual promedio se presenta en proporción 4:2:1. Nuevamente, la conductividad es la propiedad que mayor efecto tiene sobre las fronteras de carga general, lo que en cierto modo es entendible si se considera que modifica los valores de la conductancia (Franke y Reilly, 1987).

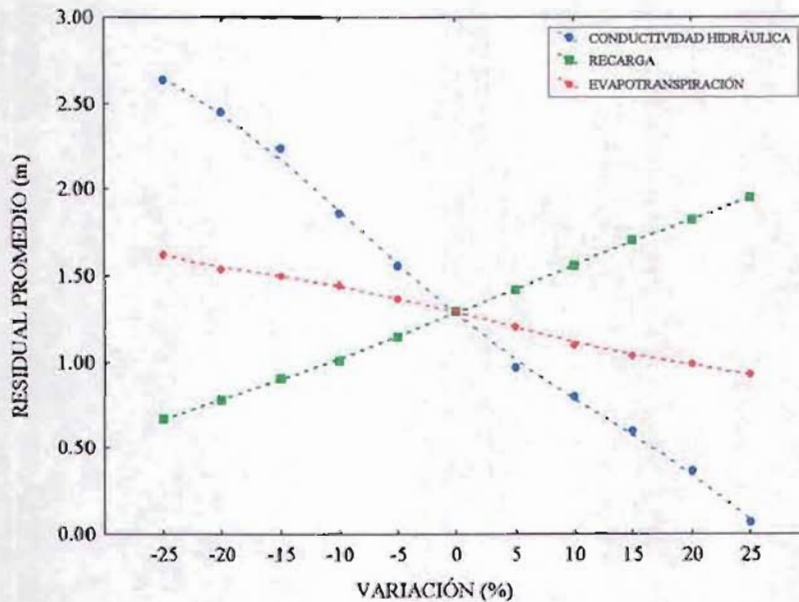


Figura 6.8 Análisis de sensibilidad para la calibración del modelo numérico, con la variación de las propiedades hidráulicas (conductividad) y las condiciones de frontera (recarga y evapotranspiración). El efecto de la variación de estos parámetros sobre el residual está en la proporción 4:2:1. El punto central (variación 0) representa el modelo calibrado.

6.5.3. LIMITACIONES DEL MODELO

A pesar de la naturaleza determinística de este tipo de modelos, muchos de los parámetros involucrados poseen grandes incertidumbres debidas a la heterogeneidad del medio geológico, como es el caso de la conductividad hidráulica o la estocasticidad de eventos (variabilidad climática) que condicionan en gran medida la recarga y la

evapotranspiración (Rojstaczer, 1994). Adicionalmente a la incertidumbre asociada a la naturaleza del medio, las condiciones de frontera impuestas en los bordes del modelo ocasionan discrepancias e inexactitudes en las cargas hidráulicas. Las zonas que también serían problemáticas estarían situadas a lo largo de la frontera que representa el río Laja, pues los valores de conductancia impuestos difícilmente representan al detalle, la relación del agua superficial-subterránea a lo largo de todo el curso de la corriente, por lo que el entendimiento del flujo subterráneo en esta zona queda limitado. Otra limitación importante es la distribución y magnitud de la recarga y la evapotranspiración. No obstante estas limitaciones, es necesario señalar que aunque los modelos numéricos no proveen una solución única, representan actualmente la alternativa más precisa para analizar y predecir el comportamiento de los sistemas hidrogeológicos.

6.5.4. DIRECCIONES DEL FLUJO SUBTERRÁNEO Y DISTRIBUCIÓN DE CARGAS HIDRÁULICAS

La configuración de cargas hidráulicas obtenidas con el modelo se muestra en la figura 6.9, donde se observa el patrón de flujo subterráneo siguiendo las direcciones del drenaje superficial. En el valle de San José Iturbide – Doctor Mora, las cargas hidráulicas en los bordes del modelo alcanzan valores de 2,160 msnm y a la salida del valle, presentan cargas hidráulicas de 1,950 msnm. En el valle de San Felipe ocurre una situación similar, las líneas equipotenciales tienen un valor de 2,150 msnm en los bordes, llegan a 2,050 msnm en el centro de la planicie y disminuyen a 2,020 msnm a la salida del valle. Los mayores gradientes hidráulicos se presentan al pie de las montañas, en los bordes del modelo, lo que en cierto modo explican la abundancia de descargas de agua subterránea (manantiales), al intersectar el nivel potenciométrico con el topográfico. Otras zonas en las que se observan gradientes hidráulicos importantes se encuentran en las salidas de los valles en conexión con la planicie principal donde ocurre una disminución de la sección transversal de flujo con el consecuente incremento de la velocidad (efecto Venturi).

Las líneas equipotenciales en las planicies se distribuyen uniformemente, con gradientes bajos, de aproximadamente 0.1 % en las planicies Central y Laguna Seca. A partir de la línea equipotencial de 1,920 msnm, el Río Laja deja de ser una corriente de pérdidas transformándose en una de ganancias, esto es, que aguas arriba de esta intersección, a través del lecho del río se infiltraba agua hacia el acuífero, funcionando como una zona de recarga. Corriente abajo de esta intersección, el río incrementa sustancialmente su caudal producto de las descargas de agua subterránea, como lo sugieren las inflexiones de las equipotenciales al intersectar el río y las evidencias de campo presentadas en el capítulo anterior concordando con el modelo conceptual. La zona del graben de La Saucedá presenta altos gradientes hidráulicos.

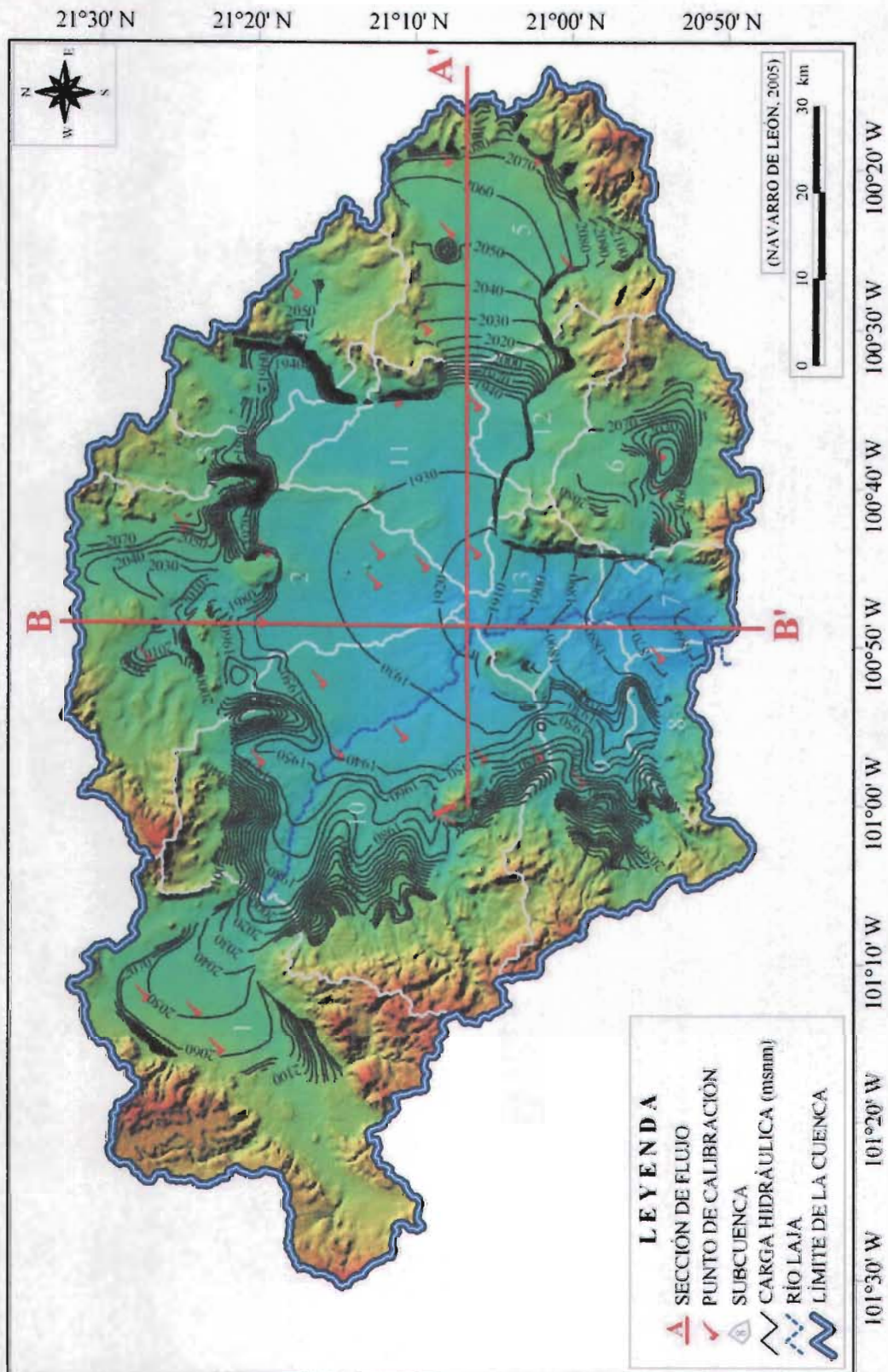


Figura 6.9 Distribución de cargas hidráulicas obtenidas con el modelo numérico en estado estacionario. Véase el nombre de las subcuencas en la Tabla 6.3.

La generación de los sistemas de flujo en la CI se observa mejor a través de secciones obtenidas con el modelo. En la figura 6.10 se presenta una sección de flujo orientada W-E, desde la vertiente oriental de la Sierra de Guanajuato, pasando por la región de Tequisquiapan (centroide de la cuenca) y terminando fuera del límite de la cuenca. Las flechas muestran solamente la dirección preferencial del flujo independientemente de su magnitud. En la divisoria de agua subterránea (extremo derecho de la sección), parte del agua que se infiltra entra al sistema de flujo subterráneo constituyendo un sistema de flujo local y asciende nuevamente descargando en superficie y formando ciénegas (en la región de Doctor Mora). Otra parte del agua recargada genera un patrón de flujo descendente más profundo (sistema de flujo regional) que se mueve horizontalmente hacia el oeste y descarga en la parte más baja de la sección (centroide). En el occidente del valle de San José Iturbide – Doctor Mora, el flujo presenta una componente descendente y forma un sistema intermedio con una profundidad aproximada de 200 m y circula hacia el occidente hasta descargar en la parte baja de la sección. En la entrada al valle de Laguna Seca (al W de la presa de La Cebada, distancia ~ 108000 de la sección), se observa la influencia de un flujo local ascendente que probablemente alimentaba a las corrientes anastomadas y meándricas presentadas en la figura 5.8. Al occidente de Laguna Seca, ya en el valle Central se observa también otro sistema de flujo local que descarga en la parte baja del perfil constituyendo este lugar, la zona de convergencia de los tres sistemas de flujo. En la parte izquierda de la sección se observa también otro sistema de flujo profundo que proviene de la Sierra de Guanajuato y un sistema intermedio ascendente. Ambos sistemas descargan en la zona de convergencia manifestándose en ciénegas y manantiales (ver figuras 5.14 y 5.15). La sistemática del flujo subterráneo inducido por la fuerza de gravedad descrita en esta sección coincide con el concepto propuesto por Tóth (1999, ver figura 5.6).

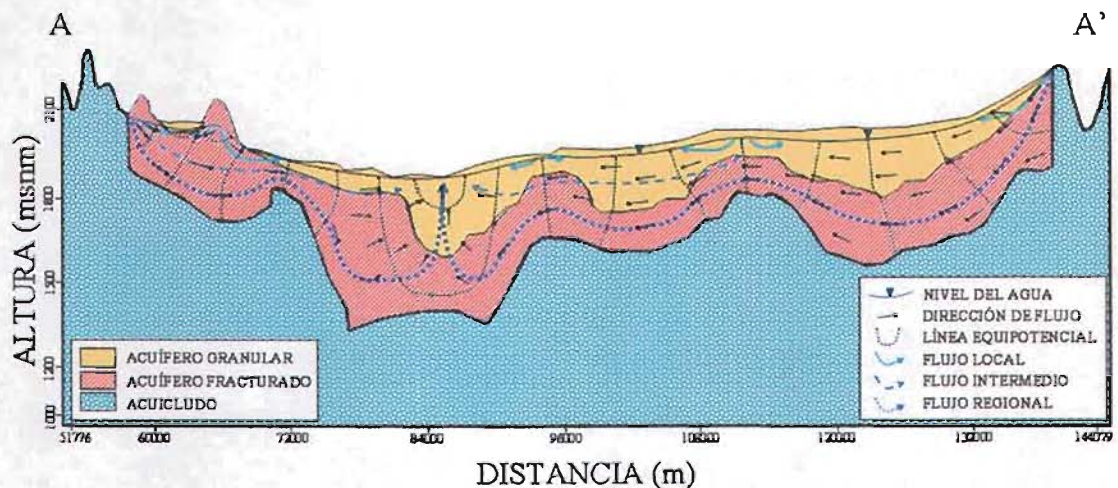


Figura 6.10 Sección de flujo subterráneo orientada W-E pasando por el centroide de la cuenca. La sinuosidad topográfica y la distribución hidroestratigráfica determinan la geometría de los sistemas de flujo que describen patrones locales, intermedios y regionales. En la parte más baja del perfil convergen tres sistemas de flujo subterráneo, que presentan una componente principalmente ascendente (para localización ver figura 6.9).

La sección de flujo B-B', está orientada N-S e inicia en las proximidades de San Diego de la Unión y termina fuera de la cuenca, en la base del volcán Palo Huérfino. En la porción izquierda, el flujo subterráneo es generado por recarga directa (flechas hacia abajo) y recarga lateral (flechas horizontales). La prominencia topográfica representada por el Cerro Los Primales (distancia ~ 22000) genera un sistema de flujo local que descarga a aproximadamente 10 km al sur. La reducción del espesor del acuífero granular juega un papel determinante en el cambio de las direcciones del flujo, pues parte del sistema profundo (intermedio y regional) asciende y descarga en una zona que inicia en la región de Tequisquiapan-Atotonilco y continua hasta la salida de la cuenca.

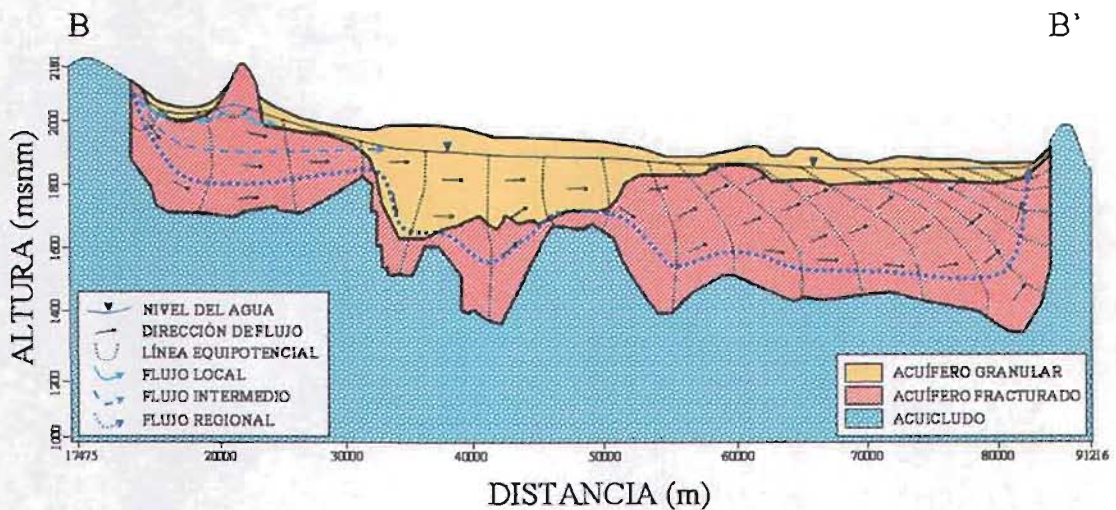


Figura 6.11 Sección de flujo subterráneo orientada N-S mostrando la importancia de las zonas de descarga, la izquierda es alimentada por un sistema de flujo local y la derecha ocupa casi el 40 % de la sección. En esta zona, las descargas de los tres sistemas de flujo generan una diversidad de manifestaciones en superficie como manantiales, suelos salinos, depósitos minerales, etc. (para localización ver figura 6.9).

6.5.5. TIEMPO PROMEDIO DE TRÁNSITO

El análisis de las secciones anteriores muestra que los sistemas de flujo describen patrones sistemáticos y jerarquizados a través de las unidades hidroestratigráficas. Existen zonas o regiones donde el agua subterránea va del acuífero granular al fracturado o viceversa. Adicionalmente, el modelo numérico indica, aunque en las secciones no se representen gráficamente, que las velocidades del flujo son mayores en los extremos del sistema, es decir en las zonas de recarga y descarga, en concordancia con la teoría del flujo regional (Tóth, 1963). Los sistemas de flujo subterráneo son entidades dinámicas que operan en diversas escalas de espacio y tiempo, por lo que la determinación de sus velocidades mediante modelación numérica constituye una valiosa herramienta para la comprensión de su dinámica y plantea profundas implicaciones para la explotación y

manejo del recurso hídrico. El orden de los sistemas corresponde con el dominio de estas escalas, la distancia recorrida por el agua en sistemas de flujo local puede ser de varios cientos a miles de metros, mientras que la distancia recorrida en sistemas regionales puede alcanzar hasta decenas de kilómetros dependiendo de las dimensiones de la cuenca. En forma similar, el tiempo requerido para que una molécula de agua transite y descargue siguiendo la trayectoria de un sistema local de flujo podría estar en el orden de días o algunos años; en cambio se requiere un lapso de tiempo de algunos órdenes de magnitud mayor (hasta decenas de miles de años) para que lo haga siguiendo la trayectoria de un sistema de orden regional.

Para evaluar el tiempo de tránsito del agua en la cuenca, se procedió al trazado de partículas con el módulo MODPATH (Pollock, 1994). Esta técnica consiste en estimar las trayectorias y velocidad del flujo; el trazado directo de partículas permite conocer las direcciones hacia las cuales el agua se moverá y en este caso, el tiempo estimado para descargar; el trazado inverso indica la trayectoria desde un probable lugar de origen de recarga y el tiempo transcurrido desde su recarga. En la figura 6.12 se muestran los resultados obtenidos mediante el trazado inverso de partículas conservativas colocadas en el acuífero granular, muy cerca de la superficie a lo largo del Río Laja y en la zona de descarga del agua subterránea. Estas partículas inician su recorrido en el acuífero granular, al aumentar su distancia a las zonas de descarga (en dirección opuesta al flujo), transitan en forma casi horizontal en el acuífero fracturado y regresan nuevamente al acuífero granular cerca de las zonas de recarga. Los recorridos más largos de estas partículas son las que van hacia los valles de San Felipe, San Luis de la Paz, San José Iturbide-Doctor Mora y las que se dirigen al borde norte de la cuenca. Las distancias más grandes de recorrido o los tiempos más largos de tránsito están en el límite oriental de la cuenca, en el valle de San José Iturbide - Doctor Mora, cerca de la Sierra del Zamorano. El modelo calcula un tiempo de tránsito promedio aproximado de 12,000 años desde esta zona. El tiempo estimado de tránsito desde el valle de San Luis de la Paz hasta la región de descarga es cercano a los 5,000 años; el agua recargada en el borde norte de la cuenca tarda ~ 7,000 años en alcanzar la zona de descarga en el centro. Un tiempo similar es obtenido para la región de San Felipe. El agua subterránea en la parte central del valle de Laguna Seca tardaría 1,000 años en promedio, para llegar a descargar a través de un sistema de flujo intermedio. En la porción occidental de la cuenca, los espesores saturados en el acuífero granular son muy reducidos, lo que explica en buena medida la ausencia de trayectorias. Los tiempos de tránsito calculados teóricamente son en realidad mayores, si consideramos que las partículas circulan a menor velocidad a través del acuífero fracturado o el acuícludo que poseen menor conductividad hidráulica. Es claro que las mayores distancias de recorrido y los tiempos de tránsito más largos, ocurren en los sistemas de flujo profundo que recargan en los bordes de la cuenca y salen subterráneamente del dominio del modelo (como los mostrados en la sección B-B').

Las velocidades y/o tiempos promedio de recorrido presentados, deben ser evaluados tomando en cuenta algunas consideraciones como: (1) la precisión en la estimación de los parámetros hidráulicos, (2) la existencia de varias zonas de recarga, (3) la existencia de zonas con flujo nulo, (4) los controles topográficos y geológicos que afectan las trayectorias

del flujo, (5) la presencia de heterogeneidades o fracturas que pueden actuar como conductos o barreras modificando drásticamente las velocidades, (6) la mezcla de agua de diferentes sistemas de flujo y edades en las zonas de descarga, y (7) una lenta velocidad de respuesta hidráulica a los cambios geológicos y/o climáticos (Mazor y Nativ, 1992). En la realidad, las trayectorias de recorrido y los tiempos de tránsito son mucho más complejos en medios heterogéneos. La geometría de las unidades hidroestratigráficas y el contraste en las propiedades hidráulicas generan heterogeneidades en el campo de velocidades con una distribución de tiempos de tránsito asimétrica y multimodal (Campana, 1987; Etcheverry y Perrochet, 2000). En consecuencia, diversos autores recomiendan el empleo de trazadores para evaluar el tiempo de la recarga y las velocidades hidráulicas obtenidas a través de modelos numéricos (Sukhija et al., 1996; Rosen et al., 1999; Zuber et al., 2000; Zhu y Murphy, 2000). Los resultados obtenidos con trazadores para evaluar recarga moderna (post-1950), como el tritio, reportados por UNAM-CODER (2000) no muestran evidencia clara que hayan tenido lugar recientemente volúmenes importantes de la recarga. Las concentraciones de tritio son relativamente bajas en toda la planicie, con excepción de algunas muestras tomadas en el norte del valle de San José Iturbide - Doctor Mora, donde los contenidos son atribuidos a la probable mezcla de agua subterránea con agua de lluvia en los pozos. Esto demostró que la recarga era más antigua de lo que se creía y para analizar agua más antigua se requería de un trazador con vida media más larga que la del tritio (12.43 años), como el carbono-14 (5,730 años; Clark y Fritz, 1997).

Mahlknecht (2003), reporta edades radiométricas obtenidas con ^{14}C en 16 muestras de agua subterránea, cuyas ubicaciones también son mostradas en la figura 6.12. Las edades obtenidas son recalculadas con el modelo hidrogeoquímico PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) y NETPATH (Plummer et al., 1991). Los valores mostrados están expresados en miles de años antes del presente, en la figura representan los mínimos y máximos obtenidos con PHREEQC (en los extremos de la notación), mientras que los determinados con NETPATH se presentan entre paréntesis. Estos últimos valores son los que mayor correspondencia presentan con las velocidades obtenidas con el modelo. Por ejemplo, en la muestra tomada en el valle de San José Iturbide - Doctor Mora, la edad calculada con el modelo numérico de flujo es de 8,900 años; con la línea inferior de trazado la edad inferida es entre 8,000 y 9,000 años, con la superior es de 9,000-10,000 años (los indicadores sobre la línea de trazado representan períodos de 1,000 años). El promedio obtenido con el modelo es de 9,000 años. La muestra tomada en San Luis de la Paz arroja una edad promedio de 2,000 años con el radiocarbono y con el modelo es de 2,500 años. La muestra ubicada cerca de La Sauceda, en el municipio de San Diego de la Unión tiene una edad radiométrica de 2,600 años contra 2,500 años estimada con el modelo. La muestra tomada al noreste de Dolores Hidalgo (rancho El Durazno) tiene una edad (^{14}C) de 8,300 años contra 7,500 años obtenidos con las velocidades del flujo. Resultados similares se observan en la muestra Tanque Nuevo, cercana a San Diego de la Unión (3,900 años) y las ubicadas al norte de Dolores Hidalgo (4,500 y 5,700 años). El valor de 1,000 años obtenido cerca de La Soledad, en San Miguel de Allende difiere un poco más al calculado con MODFLOW (~ 1,300 años). Asimismo, es difícil reproducir la edad obtenida para la muestra en el centro de la cuenca (Rancho Tequisquiapan), esto es probablemente debido a la mezcla de agua de diferente edad, pues en esta zona converge flujo de diferentes sitios

(con diversos tiempos de recorrido). Por lo tanto, la edad de 6,100 años que resulta del radiocarbono podría representar una edad promedio para todo el sistema hidrogeológico. Existen otras muestras que reflejan una edad de recarga relativamente reciente al oriente de San Miguel de Allende.

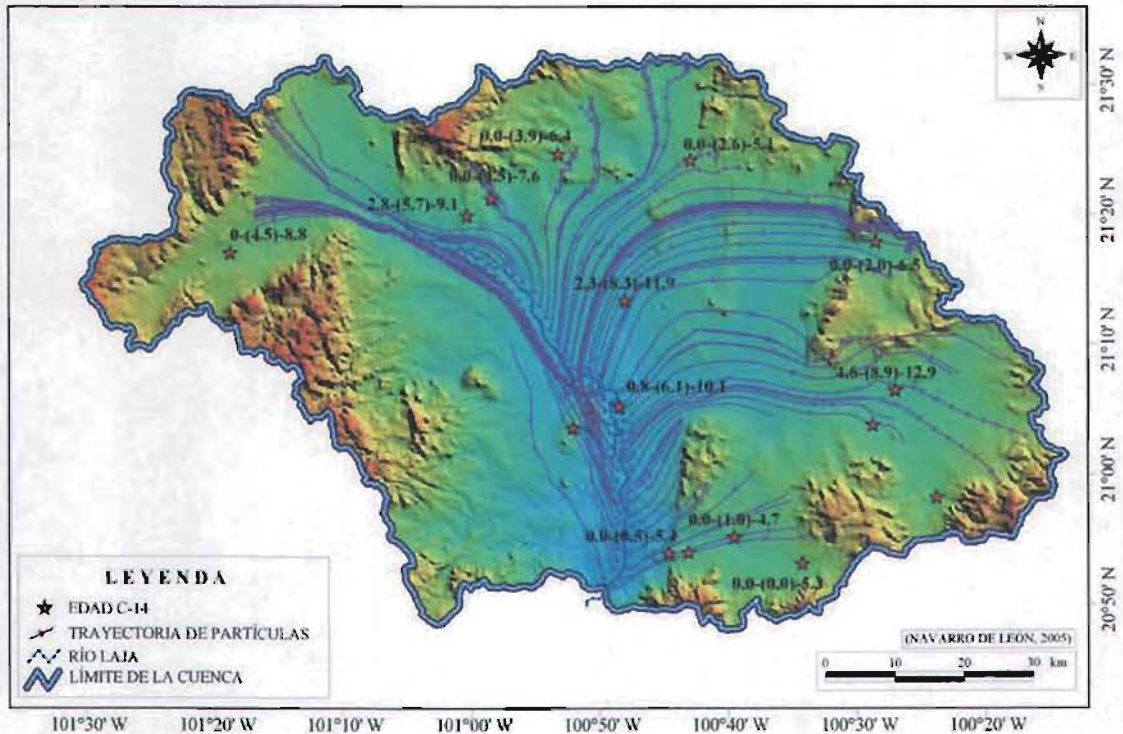


Figura 6.12 Trayectorias de partículas conservativas obtenidas mediante trazado inverso. Los indicadores sobre las líneas de trazado corresponden a 1,000 años de tránsito. Se muestran también la ubicación de las muestras datadas radiométricamente con ¹⁴C reportadas por Mahlkecht (2003). Los mínimos y máximos recalculados con PHREEQC corresponden a los extremos en la notación, el número entre paréntesis es el valor calculado con NETPATH. Los valores están expresados en miles de años antes del presente.

La información obtenida mediante métodos independientes de los tiempos promedios de tránsito del agua subterránea en la cuenca es coincidente y de gran importancia en términos de su manejo a mediano y largo plazo. La dinámica de los sistemas de flujo indica que el tiempo promedio de renovabilidad completa para el agua subterránea en la CI es de aproximadamente 6,000 años, lo que convierte al agua en un recurso vulnerable a su agotamiento, con una renovabilidad muy limitada bajo las condiciones semiáridas de la región. Adicionalmente, los tiempos de tránsito promedio y las edades radiométricas en la CI son compatibles con los determinados por el método de ¹⁴C en la cuenca de Villa de Reyes, San Luis Potosí (Carrillo-Rivera et al., 1992). Los tiempos de tránsito o residencia en el acuífero para agua profunda oscilan en el rango de 3,600 a 16,000 años antes del

presente. Esta cuenca terciaria limita al norte de la CI y ambas poseen origen y evolución geológica muy similar.

6.5.6. BALANCE DE AGUA SUBTERRÁNEA

6.5.6.1. Balance en la Cuenca

El establecimiento del balance del agua subterránea en la CI es otro aspecto fundamental para el entendimiento de las relaciones entre los componentes del sistema hidrogeológico. De acuerdo con el modelo numérico en estado estacionario, el agua que ingresa anualmente a los acuíferos es de 419.74 Mm^3 , de los cuales 69.54 Mm^3 (16.57 %) corresponden a recarga en las regiones montañosas y son representadas en el modelo como ingreso por las fronteras de carga general. La recarga directa sobre la planicie (dominio del modelo) se estima en $322.14 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (76.75 %) y solamente $28.06 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (6.69 %) se infiltra del lecho del Río Laja en la parte alta de su curso. El volumen total de la recarga representa el 8.17 % de la precipitación total anual en la CI (precipitación media anual por la superficie total, $0.576 \text{ m/año} \times 6,839.60 \times 10^6 \text{ m}^2 = 3,939.61 \text{ Mm}^3/\text{año}$). Como un sistema que mantiene su equilibrio bajo condiciones naturales, la descarga total de la cuenca es de $419.74 \text{ Mm}^3/\text{año}$, de los cuales $264.95 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (63.12 %) descargan superficialmente a través del Río Laja. Las descargas obtenidas con el modelo son similares a los volúmenes históricos de los escurrimientos determinados mediante hidrometría en las estaciones de la cuenca y a los obtenidos con el balance de aguas superficiales presentado en el capítulo III ($258.44 \text{ Mm}^3/\text{año}$). Las descargas subterráneas se calculan en $132.12 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (31.48 %) y las pérdidas por evapotranspiración en $22.67 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (5.40 %).

6.5.6.2. Balance por Subcuencas

Los volúmenes anteriores no se distribuyen uniformemente sobre la cuenca, por lo que para conocer la disponibilidad por zonas específicas se procedió a dividir la cuenca para establecer zonas de balance por subcuenca. La división en subcuencas se realizó en forma automatizada a partir del modelo digital de elevación en el sistema de información geográfica ArcView™, versión 3.1 (ESRI, 1998) mediante la aplicación del módulo Watershed Delineator (TNRCC, 1997). Se delinearón trece subcuencas cuyos límites se muestran en la figura 6.9 con una superficie promedio de 526 km^2 . Destacan por su extensión las subcuencas de San Felipe, San Diego y Dolores con superficies superiores a los $1,000 \text{ km}^2$. Estas delimitaciones fueron introducidas en el modelo de flujo y se realizó el balance por subcuencas. Los resultados del balance se presentan en la tabla 6.3, donde destacan algunos aspectos interesantes como por ejemplo, la recarga directa estimada en las subcuencas de San José, San Felipe y Dolores representa más del 50 % del total calculado. La recarga lateral ingresa principalmente a través de los bordes occidental y oriental de la cuenca en las subcuencas que recogen los escurrimientos de las sierras de Guanajuato, Pozos y El Zamorano. La infiltración del agua del río tiene lugar en la parte alta de la subcuenca Dolores.

Tabla 6.3 Balance de agua subterránea por subcuencas (en Mm³/año). Las subcuencas son mostradas en la figura 6.9

SUBCUENCA	AREA (km ²)	REC. DIR. ¹	REC. GHB ²	TRANS- FEREN- CIA ³	REC. RIO ⁴	ENTRADAS	DESC. GHB ²	TRANS- FEREN- CIA ³	DESC. RIO ⁴	ET	SALIDAS
1 San Felipe	1,103.45	57.30	0.01	6.52	0.00	63.83	1.03	60.96	0.00	1.84	63.83
2 San Diego	1,013.08	13.42	7.16	170.25	n.a.	190.83	n.a.	188.88	n.a.	1.95	190.83
3 Ex-Hda. de Jesús	203.39	1.59	5.51	23.58	n.a.	30.68	0.58	30.10	n.a.	0.00	30.68
4 San Luis	368.51	2.50	17.30	5.02	n.a.	24.82	0.78	22.73	n.a.	1.31	54.12
5 San José	792.31	25.20	36.80	5.77	n.a.	67.77	0.06	63.69	n.a.	4.02	67.77
6 La Joya	437.08	26.20	0.01	18.30	n.a.	44.51	0.01	44.50	n.a.	0.00	44.51
7 San Miguel	160.63	8.33	0.01	162.55	0.00	170.89	55.63	47.84	65.36	2.06	170.89
8 Codornices	134.86	9.94	0.00	67.69	n.a.	77.63	71.53	6.03	n.a.	0.07	77.63
9 La Saucedá	505.95	41.89	0.01	59.04	0.00	100.94	0.12	96.91	3.03	0.88	100.94
10 Dolores	1,341.81	106.71	0.07	112.39	28.06	247.23	0.03	197.79	41.52	7.90	247.23
11 Laguna Seca	348.63	12.12	0.92	201.36	n.a.	214.40	1.02	213.18	n.a.	0.19	214.40
12 Cuarzos	223.41	8.89	1.74	61.38	n.a.	72.01	0.04	71.97	n.a.	0.00	72.01
13 Atotonilco	206.49	8.05	0.00	284.83	0.00	292.88	1.29	134.09	155.04	2.46	292.88
CUENCA	6,839.60	322.14	69.54		28.06	419.74	132.12		264.95	22.67	419.74

¹ Recarga por infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

² Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

³ Transferencia o intercambio con subcuencas vecinas.

⁴ Recarga/descarga por el río.

n.a. No aplica.

Con respecto a los volúmenes de descarga subterránea, la CI descarga a través de las subcuencas de San Miguel y Codornices más del 95 % del volumen total, un 0.8 % sale subterráneamente de la subcuenca de San Felipe hacia la cuenca de Villa de Reyes y un 0.04 % descarga de la subcuenca de San José hacia la cuenca de Querétaro y hacia la vertiente del Río Pánuco (Carrillo-Rivera, 1990, 2000). En la porción norte de la subcuenca Dolores, el Río Laja infiltra hacia el acuífero un volumen anual de 28.06 Mm³, mientras que en la parte sur (baja) de la subcuenca Dolores, conjuntamente con las subcuencas de Atotonilco, San Miguel y Codornices; el acuífero descarga al río 264.95 Mm³/año. Las pérdidas por evapotranspiración son volumétricamente importantes en las subcuencas Dolores, Laguna Seca, San José, San Diego, San Felipe, Atotonilco y San Miguel, es decir en las subcuencas donde predominan las planicies. Las subcuencas que participan con los mayores volúmenes en su balance (entradas y salidas) son Laguna Seca, Atotonilco, Dolores, San Miguel y San Diego.

El análisis del balance por zonas permite establecer la importancia que tienen los componentes y procesos hidrogeológicos en cada una de las subcuencas. Los volúmenes de transferencia interna, es decir, entre las subcuencas con respecto a los volúmenes de recarga/descarga indican que existen subcuencas con procesos dominantes. La recarga juega un papel importante en las subcuencas de San Felipe, San Luis, San José y La Joya. En las subcuencas de Laguna Seca, Dolores y Atotonilco su funcionamiento más importante es la concentración y transferencia del flujo hacia las subcuencas de descarga como San Miguel y Codornices.

En general, la correspondencia de las zonas de recarga y descarga con las manifestaciones descritas en el modelo conceptual, confirma que el modelo numérico en estado estacionario es capaz de reproducir las condiciones del régimen hidrogeológico natural, con sus patrones de flujo subterráneo. Las condiciones climáticas semiáridas, la limitada renovabilidad del recurso hidráulico y las bajas tasas de recarga hacen de la CI un sistema de frágil equilibrio. El equilibrio entre las aportaciones y las descargas de agua subterránea se mantuvo hasta la década de los 50's, cuando comenzaron a observarse los primeros abatimientos importantes del nivel freático en el valle de Laguna Seca. Las implicaciones derivadas de la explotación del agua subterránea sobre el régimen hidrogeológico natural son descritas y analizadas en los siguientes capítulos.

6.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO

Se lograron reproducir satisfactoriamente las condiciones naturales del régimen hidrogeológico mediante la aplicación de un modelo numérico tridimensional de flujo subterráneo en estado estacionario. El empleo del modelo calibrado resultó una invaluable herramienta no sólo para la reproducción del sistema hidrogeológico en un estado de equilibrio entre las aportaciones y descargas superficiales y subterráneas en la cuenca, sino para comprender otros aspectos fundamentales para el manejo del agua subterránea a mediano y largo plazo. Dichos aspectos involucraron: (a) el establecimiento de la distribución original de los niveles piezométricos (condiciones iniciales) utilizando

aprovechamientos antiguos, lo que representa un excelente caso para este tipo de calibración en los modelos numéricos de flujo subterráneo; (b) la identificación de las condiciones de frontera del sistema hidrogeológico; (c) el análisis de la geometría y dinámica de los sistemas de flujo; (d) la distribución y magnitud de la recarga, la evapotranspiración y la descarga; (e) el tiempo promedio de tránsito del agua subterránea en la cuenca; y (f) la cuantificación de los componentes que intervienen en el balance hidrogeológico a nivel cuenca y subcuenca.

Con base en el análisis de las secciones de flujo obtenidas con el modelo se concluye que el agua subterránea circula a través de los dos acuíferos siguiendo patrones sistemáticos. Los patrones corresponden con los tres sistemas de flujo inferidos a partir de las manifestaciones, lo que confirma a su vez la validez del modelo conceptual. La dinámica de los sistemas de flujo se analizó utilizando la técnica de trazado inverso de partículas conservativas en el modelo. El campo de velocidades obtenido indica que las mayores velocidades se adquieren en los extremos de las trayectorias del flujo (en las zonas de recarga y descarga), lo que habla en favor de la gravedad como fuerza que induce el flujo. Los tiempos de tránsito promedio del agua subterránea en los acuíferos fueron calibrados con edades radiométricas (^{14}C) del agua a lo largo de las trayectorias del flujo. Se establece que el agua que ingresa y recorre las mayores distancias a través de sistemas de flujo regional profundo, tarda aproximadamente 13,000 años en alcanzar la zona de descarga en el centro de la cuenca. En esta zona confluyen los tres sistemas de flujo (mezcla de agua con diferentes edades y tiempos de tránsito) y el agua posee una edad aproximada de 6,000 años. Este valor refleja una renovabilidad muy limitada del agua subterránea, convirtiéndola en un recurso altamente vulnerable a su agotamiento bajo las condiciones semiáridas de la región. Por lo anterior, se considera que el agua subterránea en la CI es un recurso no renovable en términos temporales de la escala humana.

De acuerdo con las simulaciones, bajo condiciones de equilibrio el volumen total de la recarga anual era cercana a $420 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y representaba el 8 % de la precipitación total anual en la CI. La distribución de la recarga coincide con los patrones climáticos regionales y según el modelo, el volumen de recarga vertical o directa era de $322 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (77 %), la recarga lateral proveniente de las montañas se estimó en $69 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (16 %) y la recarga a través del río Laja en la parte alta de su alto curso era de $28 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (7 %). En la parte baja del curso del río, éste cambiaba su carácter de corriente de pérdidas para convertirse en corriente de ganancias, es decir, recibía las aportaciones de los acuíferos y descargaba un volumen aproximado de $265 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (63 %). Las pérdidas por evapotranspiración eran de $22 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (5 %), las regiones con mayores pérdidas estaban comprendidas desde el centroide de la cuenca hasta su salida. Las descargas subterráneas hacia las cuencas vecinas eran alrededor de $132 \text{ Mm}^3/\text{año}$ (32 %); los mayores volúmenes se descargaban al sur de San Miguel de Allende y en menor proporción a través de las subcuencas de San Felipe y San José Iturbide – Doctor Mora. Estas condiciones se mantuvieron hasta mediados del siglo XX. Por otra parte, el análisis de sensibilidad desarrollado para el modelo numérico muestra que el parámetro que mayor influencia tiene en la variación de las cargas hidráulicas es la conductividad hidráulica. Los otros parámetros de menor influencia son la recarga y la evapotranspiración, respectivamente.

CAPÍTULO VII

ANÁLISIS DE LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

7.1. INTRODUCCIÓN

El análisis del desarrollo histórico de la explotación del agua subterránea en una cuenca bajo condiciones climatológicas semiáridas y con evidentes desequilibrios en su régimen hidrogeológico natural, es fundamental en la planeación y manejo del recurso para satisfacer las demandas actuales y futuras. Como en muchas otras regiones de México y el mundo, la evolución histórica de las extracciones de agua subterránea en la CI ha estado determinada por factores de diversa índole. Los acontecimientos sociales económicos y políticos ocurridos en la primera mitad del siglo XX fueron decisivos para el cambio en el uso del suelo, con el desarrollo de la agricultura como principal actividad económica, principalmente en el centro del país. Las actividades agrícolas con la introducción gradual de sistemas de riego basados cada vez más en el uso del agua subterránea, aunque han jugado un papel preponderante en el desarrollo económico regional, han sido también la causa principal de la explotación excesiva del recurso hídrico. Por otro lado, la distribución de los aprovechamientos o las captaciones de agua subterránea ha estado influenciada por factores de tipo natural y socioeconómico. Entre los primeros se destaca la disponibilidad de las fuentes de agua superficial, la distribución de suelos fértiles propicios para la agricultura y la disponibilidad del agua subterránea en términos de cantidad y calidad. En tanto que los factores socioeconómicos que han impulsado el desarrollo de las extracciones han sido el poder adquisitivo y la capacidad de inversión de los productores agrícolas. En el presente capítulo se presenta un análisis del desarrollo histórico de las extracciones de agua subterránea en la CI durante los últimos 50 años; utilizando como base la información generada por los estudios previos y procesada mediante un sistema de información geográfica.

7.2. ANÁLISIS DE APROVECHAMIENTOS DE AGUA SUBTERRÁNEA

7.2.1. DESARROLLO HISTÓRICO DEL NÚMERO DE APROVECHAMIENTOS

Los primeros aprovechamientos o captaciones de las descargas naturales (manantiales y ciénegas) del agua subterránea, se remontan al siglo II a.C. de acuerdo con las evidencias antropológicas encontradas en la región de San Miguel de Allende (Brown, 1984; Martínez-Valenzuela y Nieto-Gamiño, 1987; Armillas, 1991; Nieto-Gamiño y Brown, 2001). En el siglo XV, los manantiales jugaron un papel decisivo para la elección de los sitios de fundación de las primeras ciudades en los territorios recién conquistados por el dominio español. Sin embargo, los primeros aprovechamientos de agua subterránea, *in sensu stricto*, iniciaron en el siglo XVII con la fundación de las haciendas y la perforación manual de pozos someros. La explotación de estos aprovechamientos era rudimentaria y sus caudales de extracción tan bajos, que los volúmenes extraídos anualmente resultaban insignificantes en términos del balance hidrogeológico descrito en el capítulo anterior. Este régimen de explotación del agua subterránea se mantuvo vigente hasta principios del siglo XX, cuando las haciendas y sus grandes latifundios concentraban su principal actividad económica en la ganadería (Chevalier, 1976).

Los profundos cambios sociales y políticos ocurridos en el país a principios del siglo XX, dieron lugar a importantes modificaciones en el sistema de tenencia de la tierra con la reorientación de las actividades socioeconómicas. En la década de los 30's, la Reforma Agraria permitió que las grandes extensiones de tierra pertenecientes a las antiguas haciendas fuesen repartidas entre los campesinos con el establecimiento del ejido como nueva unidad de producción: la agricultura se convirtió entonces en la actividad económica predominante en la región. Es en esta década también cuando los propietarios que conservaron extensiones considerables de tierra, con mayor poder adquisitivo y ayuda gubernamental, inician la perforación de pozos profundos con fines de riego agrícola (Braojos et al., 2001); en tanto que los propietarios con menores posibilidades económicas siguieron perforando manualmente pozos someros (norias) para regar pequeñas áreas de cultivo. Esta situación persistió hasta principios de la década de los 50's, cuando según el análisis de las tendencias en la CI existían aproximadamente 250 aprovechamientos entre los que se contaban alrededor de 150 pozos profundos. De acuerdo con información proporcionada por algunos habitantes en la cuenca, para el año de 1950, los volúmenes de agua subterránea extraída no producían abatimientos regionales importantes. Este hecho concuerda con la descripción de las condiciones para esa misma época que presenta un estudio realizado por Hidrotec, S.A., para la Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH, 1970).

A partir de 1940, las fundaciones Ford y Rockefeller promueven un programa a nivel mundial para la transferencia de tecnologías agrícolas y asistencia técnica de los países desarrollados hacia los países en desarrollo; el programa llegó a ser conocido como Revolución Verde. Estas nuevas tecnologías consistieron básicamente en la tecnificación y mecanización de la agricultura, el uso de semillas mejoradas, la aplicación de agroquímicos, la introducción de nuevos sistemas de riego y el desarrollo de infraestructura

hidráulica que incluía la perforación de pozos profundos equipados con turbina vertical (Braojos et al., 2001). Los efectos de este programa en la CI se reflejaron en un incremento importante en el número de perforaciones y en los caudales extraídos, ya que en el año de 1955, los descensos piezométricos fueron notorios en la porción central del valle de Laguna Seca. Estos abatimientos pronunciados del nivel del agua subterránea motivaron el primer decreto de veda para la zona de Laguna Seca, publicado el 7 de febrero de 1958, en el que solo se permitía la perforación de aprovechamientos para uso doméstico y público urbano. Posteriormente, esta zona recibió otras dos declaraciones: de veda rígida en el año de 1964 y de veda total en 1976; no obstante, estas vedas nunca fueron respetadas como se demuestra a continuación con el creciente número de pozos perforados.

En 1970, el primer censo de aprovechamientos realizado en la cuenca por la empresa Hidrotec S. A., determinó que existían 918 aprovechamientos de agua subterránea, de los cuales 625 eran perforaciones profundas, 272 eran norias, 3 tiros de mina habían sido equipados con bomba (en el área de Mineral de Pozos), se utilizaban las descargas de 17 manantiales y se había excavado un tajo que funcionaba como galería filtrante (SRH, 1970). Este censo indica que prácticamente se cuadruplicó el número de aprovechamientos con respecto a los estimados en 1950, con un ritmo de crecimiento a razón de casi 38 aprovechamientos por año.

En 1981, la empresa Geohidrológica Mexicana, S.A. realizó una actualización al censo anterior y determinó que existía un total de 1,469 aprovechamientos, de los que 1,304 eran pozos, 129 norias, 21 manantiales y 15 galerías filtrantes. Sin embargo, para ese año ya se encontraban inactivos o fuera de operación 141 pozos, 3 norias y 5 manantiales, por lo que los aprovechamientos activos eran entonces de 1,163 pozos, 126 norias, 16 manantiales y 15 galerías (SARH, 1981). En este censo muchas de las norias contabilizadas en 1970 ya no fueron consideradas debido a que se secaron, no obstante, la diferencia en el número de perforaciones con respecto a ese año es de 551 nuevos aprovechamientos, lo que significa un intenso ritmo de casi 50 por año. Este incremento notable principalmente en las perforaciones (679), fue favorecido por factores de tipo económico y tecnológico como los financiamientos y subsidios otorgados por el gobierno y la sustitución parcial de la perforación de percusión por la de tipo rotatoria que reducía enormemente el tiempo de perforación, respectivamente.

En 1992, se llevó a cabo otro censo de aprovechamientos por parte de la compañía Consultores en Geología S.A. de C.V. para la Comisión Nacional del Agua (CNA, 1992). Los resultados mostraron que el número de aprovechamientos se incrementó en 89 y 227 para los periodos comprendidos de 1982 - 1987 y 1988 - 1992, respectivamente; con lo que el total fue de 1,558 y 1,785 en esos periodos. Estos nuevos aprovechamientos fueron pozos profundos debido a que las norias no representaban ya una alternativa viable a consecuencia de los abatimientos del nivel piezométrico. El ritmo de perforaciones fue de 15 y 45 pozos por año para los periodos antes mencionados. La desaceleración en el ritmo de perforaciones durante estos periodos refleja los impactos de la crisis económica de 1982-1983, que se tradujo de acuerdo con algunos usuarios, en una grave incertidumbre financiera para la recuperación de las inversiones y en índices inflacionarios altos que

dispararon los costos de perforación. Sucedió una situación similar, aunque menos grave con la crisis económica de 1994 pero a pesar de ello, el número de aprovechamientos siguió aumentando en forma exponencial.

En 1996, la empresa Proyectos Antares S.A. de C.V. elaboró para la Comisión Nacional del Agua un estudio que incluía un censo de aprovechamientos para la porción oriental de la CI, que comprende específicamente la región de San Luis de la Paz, Doctor Mora, San José Iturbide, San Diego de la Unión y Laguna Seca. Se censaron 1,411 captaciones de agua subterránea dentro de la zona considerada, de las cuales 1,377 corresponden a pozos y 34 a norias; 1,050 se encontraban activos y 361 estaban inactivos (CNA, 1996). La porción occidental de la cuenca que comprende la región de San Felipe, Dolores Hidalgo y San Miguel fue censada en 1999 por la compañía Ingeniería Geológica Computarizada S.A. de C.V. mediante un estudio realizado para la Comisión Estatal de Agua y Saneamiento del estado de Guanajuato (CEASG, 1999). Se determinaron un total de 949 captaciones, 781 correspondían a pozos profundos, 142 eran norias, se aprovechaban 18 manantiales y 8 eran galerías filtrantes. Los aprovechamientos activos eran 875 y se encontraban 74 fuera de operación.

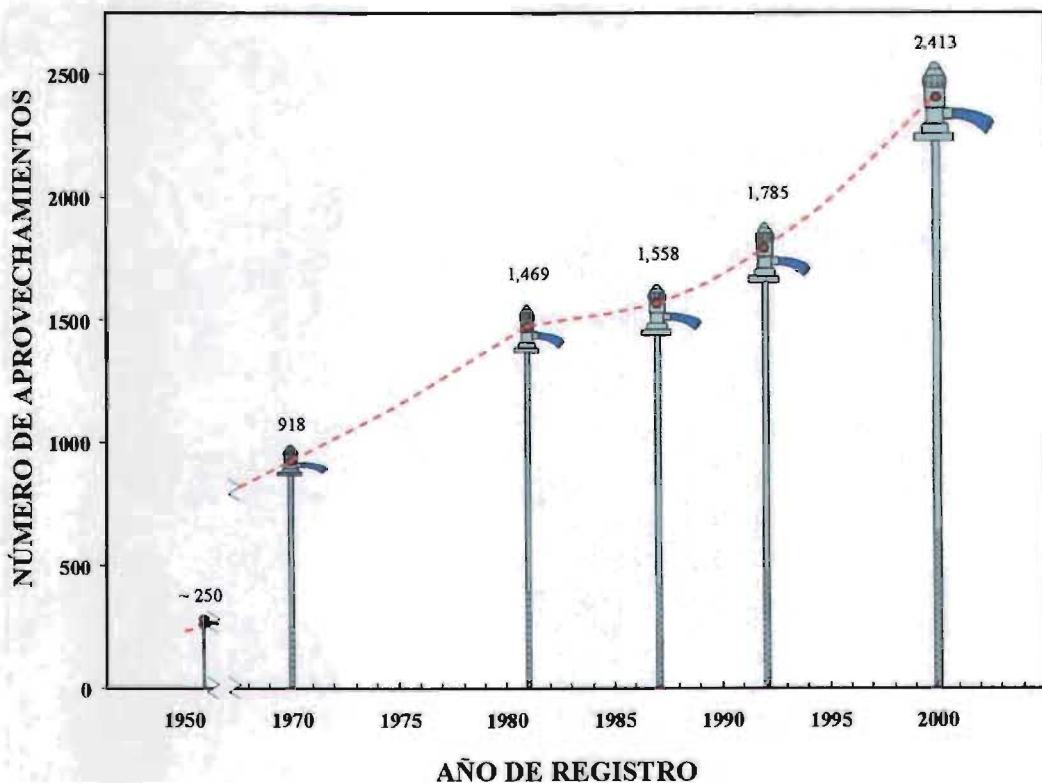


Figura 7.1 Desarrollo histórico del número de aprovechamientos para el periodo comprendido de 1950 al año 2000 en la CI. Las tasas de incremento en el número de perforaciones están influenciadas por el aspecto económico principalmente y, de continuar esta tendencia, se estima que para el año 2010 el número de aprovechamientos será cercano a 3,000.

En el año 2000, durante los trabajos de campo desarrollados en el marco de los estudios de UNAM-CODER (2000), se registraron 53 nuevos aprovechamientos con lo que se estima que el número total de aprovechamientos para este año era de 2,413 en toda la CI. Los aprovechamientos activos eran 1,995 (82.68 %) y los inactivos 418 (17.32 %). Evidentemente, el número total de captaciones era todavía mayor pues existían perforaciones realizadas clandestinamente o en proceso de regularización que aun no habían sido registradas (Guerrero-Reynoso, 1998). La tasa de crecimiento para el período de 1993 al 2000 es de aproximadamente 78 pozos por año y de continuar esta tendencia se estima que para el año 2010, su número será cercano a los 3,000 aprovechamientos (figura 7.1).

7.2.2. CLASIFICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE APROVECHAMIENTOS

En general, la densidad promedio para el total de captaciones en la cuenca es de un aprovechamiento por cada 2.83 km² si se considera la superficie total de la misma y aumenta casi al doble considerando solamente la superficie del acuífero granular. Sin embargo, los aprovechamientos se distribuyen de manera irregular y contrastante; las zonas con mayor densidad se localizan al oriente de la CI y son los valles de San Luis de la Paz, San José Iturbide - Doctor Mora, Laguna Seca y la porción meridional de la subcuenca de San Diego de la Unión (figura 7.2). Las zonas con menor densidad son la porción septentrional de la subcuenca de San Diego de la Unión, San Felipe, Dolores, San Miguel de Allende y El Refugio. Los factores que han determinado la densidad y distribución de las captaciones son esencialmente la presencia y profundidad del acuífero granular, el tipo y fertilidad de los suelos en el caso de aprovechamientos destinados al riego agrícola y la existencia y disponibilidad de las fuentes de agua superficial.

El tipo de aprovechamientos predominante son los pozos profundos, existen 2,211 que corresponden al 91.63 % del total. Las norias son 176 (7.29 %) y fueron excavadas donde el nivel del agua subterránea es o era relativamente somero, al pie de las montañas en la transición de los acuíferos granular y fracturado o en las cercanías del cauce del Río Laja. Se distribuyen al sur de San Felipe, al noroeste de San Luis de la Paz, al este y sur de la Sierra de Pozos, al sur de San José Iturbide y al noroeste y este de San Miguel de Allende. Los manantiales aprovechables son 18 (0.75 %) y se encuentran al pie de la Sierra de Santa Bárbara y la Sierra del Cubo (San Felipe y San Diego de la Unión); así como en la zona de descarga regional de agua subterránea al noroeste de San Miguel de Allende. Las galerías filtrantes son 8 (0.33 %) y se ubican al sur de San Felipe (figura 7.3).

Las captaciones también se han clasificado de acuerdo al uso, de las cuales 1,920 (79.57 %) están destinadas a la agricultura; 450 (18.65 %) están dedicadas al uso doméstico que incluye el público, en las zonas rurales y urbanas; 17 (0.70 %) corresponden al uso industrial; 18 (0.75 %) al uso pecuario y 8 (0.33 %) se emplean para uso recreativo (balnearios) (figura 7.4).

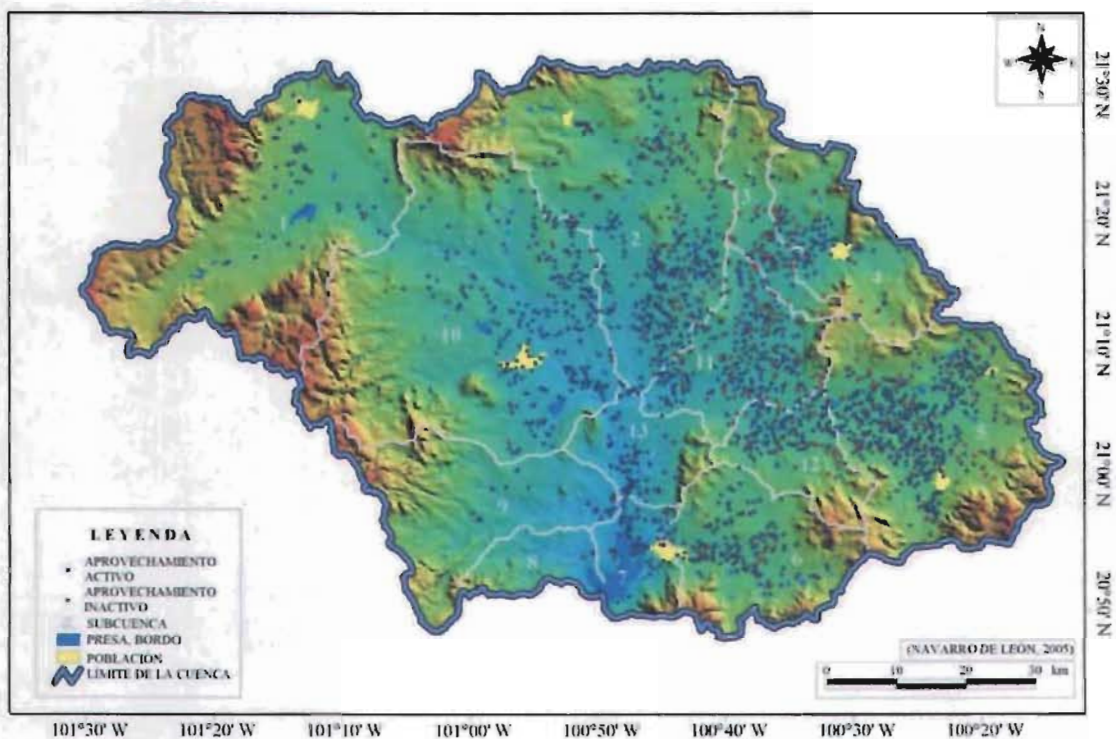


Figura 7.2 Distribución de aprovechamientos activos e inactivos (año 2000).

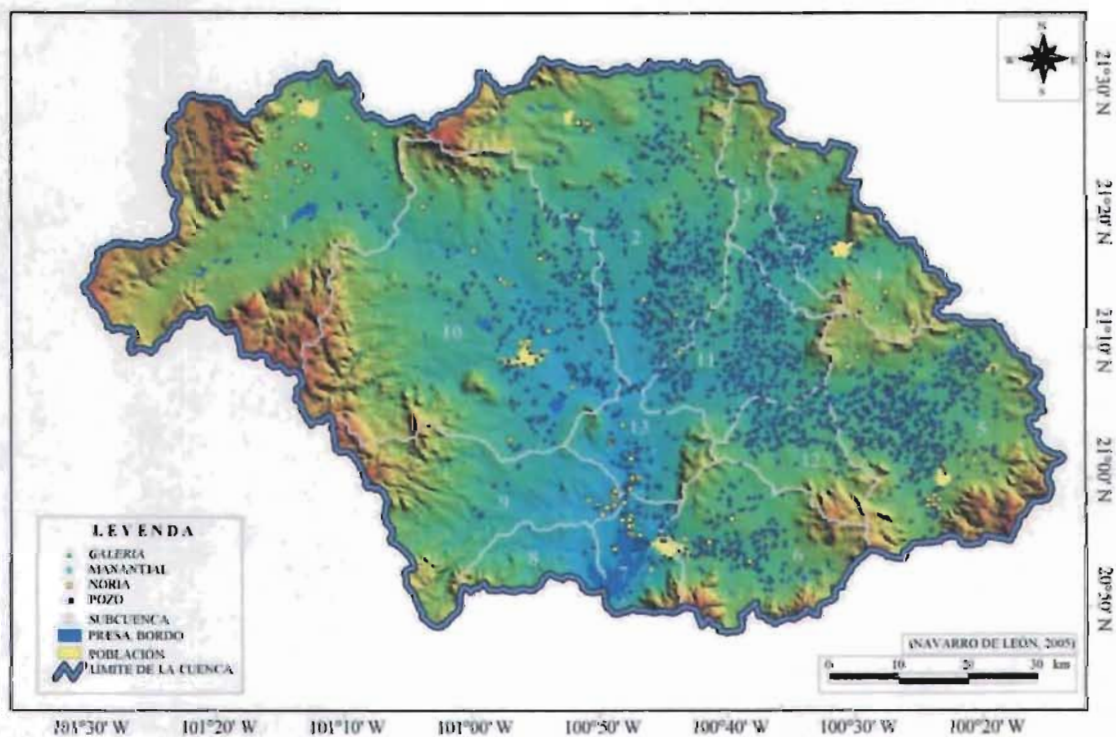


Figura 7.3 Distribución de aprovechamientos clasificados de acuerdo al tipo.

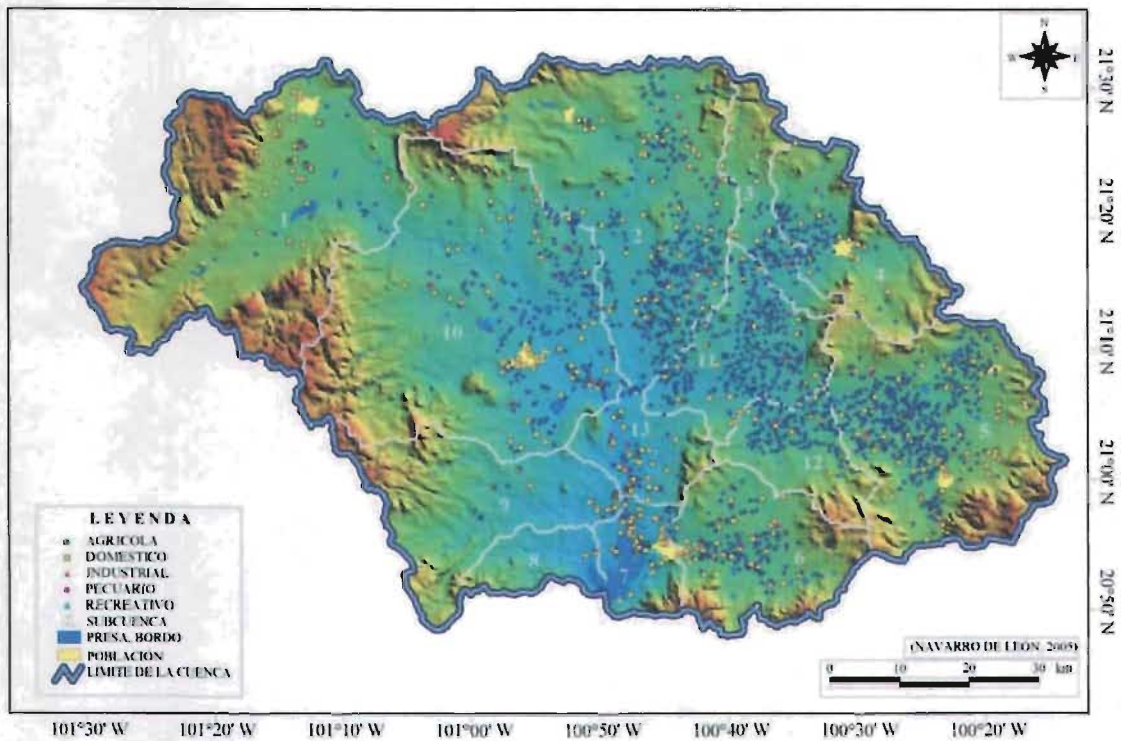


Figura 7.4 Distribución de aprovechamientos clasificados de acuerdo al uso agrícola, doméstico, industrial, pecuario y recreativo.

7.3. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA EXTRACCIÓN

7.3.1. CAUDALES DE EXTRACCIÓN

Los caudales de extracción determinados en los aprovechamientos activos muestran una alta variabilidad dependiendo de la zona considerada, aproximadamente el 16 % de los aprovechamientos presenta caudales inferiores a los 10 l/s, el 17 % extrae caudales entre 10 y 20 l/s, 27 % tienen gastos de 20 a 30 l/s, 29 % entre 30 - 40 l/s, el 5 % entre 40 y 50 l/s, 4 % entre 50 y 60 l/s y casi el 2 % presenta caudales superiores a los 60 l/s (CNA, 1992). En general, 24 l/s es el caudal promedio de extracción por pozo en la cuenca y su distribución está controlada por la naturaleza de los acuíferos y los espesores saturados. En la subcuenca de San Luis de la Paz, los caudales menores (< 10 l/s) se presentan en el centro del valle donde la permeabilidad es menor debido a la granulometría del acuífero: en la periferia del valle, los caudales alcanzan los 20 l/s en promedio. Los mayores caudales se presentan en algunos pozos profundos de la región de Mineral de Pozos (como el pozo San Pedro, con caudal cercano a los 50 l/s). Este pozo en particular, en realidad se trata de un tiro de mina de más de 200 m de profundidad equipado con bomba, cuyo rendimiento corresponde al acuífero profundo con alta permeabilidad, constituido por calizas fracturadas de edad cretácica.

En la porción norte del valle de Laguna Seca, los caudales varían de 10 a 50 l/s; en la parte central son relativamente menores (< 10 - 30 l/s; entre las latitudes 21°15' N y 21°10' N). En la porción meridional, los caudales varían de 20 a 50 l/s y en los límites de los acuíferos, cerca de la población de Los Rodríguez, se presentan algunos pozos con bajos caudales (< 10 - 50 l/s). En el valle de San José Iturbide - Doctor Mora, los menores caudales se extraen en pozos ubicados al oriente y al pie de las sierras El Zamorano y Los Cuarzos (< 10 - 20 l/s). En el centro del valle los caudales son más abundantes y alcanzan entre 10 y 40 l/s, sin embargo, algunos pozos presentan caudales hasta de 60 l/s. Los mayores caudales se presentan en el borde norte, en pozos que extraen caudales entre 60 - 90 l/s del acuífero fracturado (calizas). En el valle de San Felipe los caudales varían en el rango de 10 a 30 l/s. En la subcuenca de San Diego de la Unión los caudales son muy variables (< 10 - 60 l/s); en la subcuenca de Dolores y al noroeste de San Miguel de Allende, los pozos extraen de 10 a 40 l/s. En el valle ubicado al oriente de esta última ciudad, los caudales varían de 10 a 60 l/s.

7.3.2. CAUDALES ESPECÍFICOS

Los caudales específicos pueden ser considerados como representativos de la productividad de los acuíferos, ya que son correlacionables con la permeabilidad. En la CI varían de menos de 1 l/s/m a 15 l/s/m, aproximadamente. En el caso de aprovechamientos que extraen agua del acuífero granular, los caudales específicos están controlados por dos factores que influyen de manera contrastante. Por un lado, el factor granulométrico determina que se obtengan caudales reducidos en materiales fluvio-lacustres con tamaño de grano fino como los depositados en el centro de los valles aluviales; en cambio en la periferia de los valles, donde se han depositado sedimentos de grano medio a grueso, favorecen la obtención de caudales específicos elevados. El otro factor es el espesor saturado, el cual aumenta hacia el centro de los valles lo que determina en buena medida la obtención de altos caudales. En el caso de los aprovechamientos que captan agua del acuífero fracturado, los caudales específicos están determinados por la densidad y apertura de las fracturas, así como de la comunicación entre ellas.

En la región de San Luis de la Paz, los caudales específicos varían de 3 a 5 l/s/m, aunque existen aprovechamientos con caudales específicos superiores a 100 l/s/m en la región de Mineral de Pozos, cuya causa ha sido explicada anteriormente. En la subcuenca San José Iturbide - Doctor Mora, varían de 0.1 a 13 l/s/m, donde los más altos corresponden a pozos ubicados en el norte, al pie de la Sierra de Pozos y los más bajos se ubican al sur de Doctor Mora y oriente de San José Iturbide (CNA, 1996). En la subcuenca de Laguna Seca, se presentan caudales específicos de 2 a 15 l/s/m, en promedio. En el oriente de San Miguel de Allende, los caudales específicos oscilan entre 5 y 10 l/s/m; mientras que al noroeste de esta ciudad, los caudales específicos son mayores, del orden de 8 a 20 l/s/m. En la subcuenca de Dolores, los aprovechamientos tienen caudales específicos de entre 5 y 8 l/s/m. Las subcuencas de San Felipe y San Diego de la Unión en su porción norte, no cuentan con información suficiente y confiable sobre este parámetro hidrodinámico.

7.3.3. VOLÚMENES HISTÓRICOS DE EXTRACCIÓN

Los volúmenes históricos extraídos de los acuíferos en la cuenca son un aspecto de gran importancia debido a que constituye uno de los términos en la ecuación de balance y a su vez está determinado por la sumatoria del volumen extraído por todas las captaciones activas con diferentes caudales y regímenes de operación. A partir de la información proporcionada por los estudios previos en la región se reconstruyó la historia de extracción, dicha información es presentada en la tabla 7.1. El primer estudio realizado por la SRH (1970) determina que en 1970, se extraía anualmente un volumen total de 165.63 Mm³ mediante una infraestructura hidráulica de 918 aprovechamientos que funcionaba aproximadamente a un 93 % de su capacidad, es decir, considerando solamente las captaciones activas. Por lo que la capacidad de extracción por aprovechamiento es de 6.22 l/s, considerando una eficiencia máxima de operación cercana al 90 %. El parámetro de capacidad unitaria de extracción es importante para el cálculo aproximado de extracciones por región en particular, la asignación de caudales de extracción por aprovechamiento en el modelo numérico transitorio y la proyección de extracciones a diferentes tiempos. Con base en este criterio se ha estimado un volumen total de extracción de ~ 45 Mm³ para 1950. En ese mismo trabajo se estima un volumen de recarga anual de 199.38 Mm³ mediante el cálculo del coeficiente de infiltración, sin embargo, el valor reportado se considera que ha sido subestimado pues el período de observación es únicamente de un año.

En 1981, se reporta un volumen de extracción de 412.56 Mm³ a través de 1,320 aprovechamientos activos con una capacidad unitaria de extracción de 9.91 l/s. Esto representa un incremento de 246.93 Mm³ con respecto a 1970, es decir un ritmo anual de extracción de 22.45 Mm³ (SRH, 1981). Para 1987, la CNA (1992) determina una extracción total de 449.72 Mm³ mediante 1,409 captaciones activas con una capacidad unitaria de 10.12 l/s, incrementándose la extracción para este período en 37.16 Mm³. Esto representa la reducción más importante en la velocidad de extracción histórica (6.19 Mm³/año). Para el año de 1992, el mismo estudio señala un volumen de 542.29 Mm³ extraído por 1,636 aprovechamientos con capacidad de 10.51 l/s. Una diferencia de 92.57 Mm³ en tan solo cinco años (18.51 Mm³/año).

Tabla 7.1 Volumen histórico de la extracción anual de agua subterránea en la CI.

AÑO	NÚMERO DE APROVECHAMIENTOS ACTIVOS	VOLUMEN TOTAL (Mm ³ /año)	CAPACIDAD UNITARIA DE EXTRACCIÓN (l/s)	FUENTE
1950	~ 250*	~ 45*	5.70	Este trabajo
1970	~ 844**	165.63	6.22	(SRH, 1970)
1981	1,320	412.56	9.91	(SRH, 1981)
1987	1,409	449.72	10.12	(CNA, 1992)
1992	1,636	542.29	10.51	(CNA, 1992)
2000	1,995	759.65	12.07	Este trabajo

* Estimados a partir de las tendencias de perforación

** Considerando que el 92 % de los aprovechamientos reportados se encontraban activos.

En el año 2000, el volumen total extraído se calcula en 759.65 Mm³/año, mediante 1,995 captaciones activas cuya capacidad promedio es de 12.07 l/s. El volumen extraído se ha incrementado en 217.36 Mm³/año en los últimos ocho años, equivalente a un aumento sostenido de 27.17 Mm³/año. En la figura 7.5 se muestran los volúmenes extraídos en toda la cuenca donde el comportamiento sigue una tendencia más o menos lineal a partir de 1970, por lo que se ha incluido un volumen proyectado de extracción aproximado de 910 Mm³/año para el año 2010, considerando 3,000 captaciones activas y una reducción en la capacidad unitaria del 20 % debida a la disminución en la eficiencia electromecánica de los equipos de bombeo al aumentar la profundidad de extracción (PTF, 1996, 1997). Para la cuenca en general y de acuerdo con estas tendencias, es evidente que los volúmenes medios anuales de extracción sobrepasaron a partir de 1983 el volumen de la recarga neta, esto significa que ya desde antes el balance de agua era negativo y las extracciones han generado cambios negativos importantes en el volumen de almacenamiento de los acuíferos.

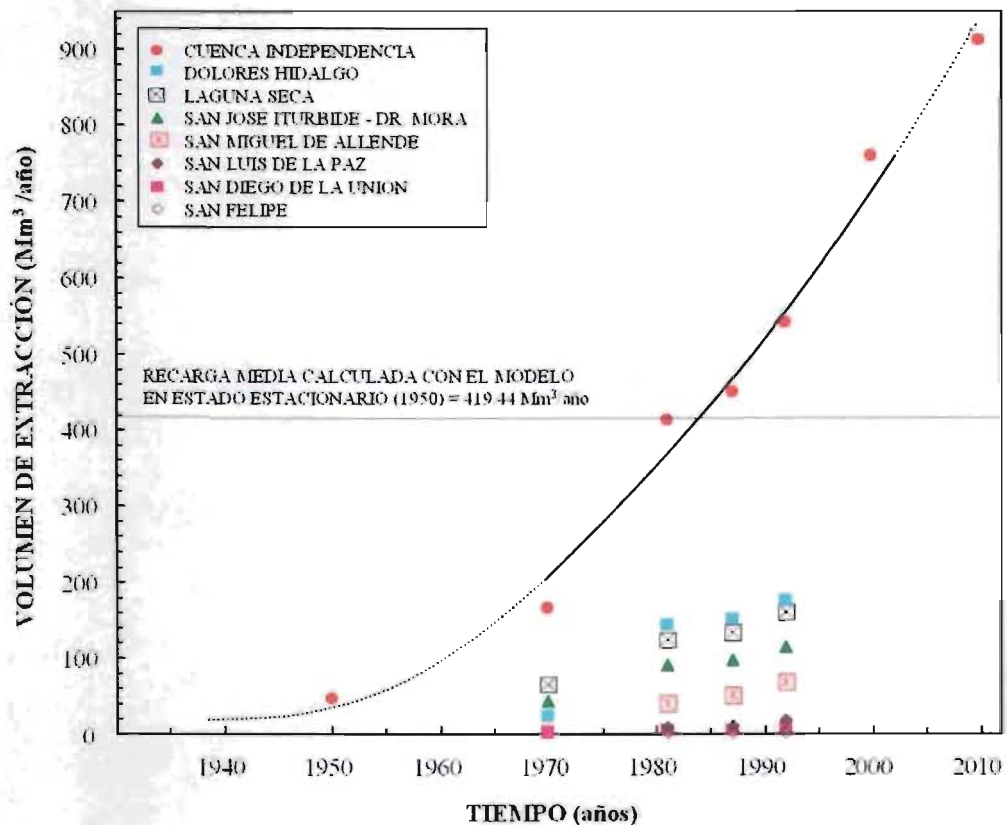


Figura 7.5 Volumen anualmente extraído durante los últimos 50 años en la CI. La tendencia observada durante el período de 1970 al 2000 está representada por la línea continua y la tendencia proyectada es mostrada con línea punteada. La intersección de las líneas de tendencia del volumen extraído y la recarga media, calculada con el modelo numérico en estado estacionario, confirma que desde 1983 las extracciones son superiores a la recarga total. Se muestran también los volúmenes extraídos por región.

El déficit en el balance de agua subterránea no se ha dado de manera uniforme en la cuenca ya que, como se mostró en la sección 6.3.3.1, la recarga es menor en el noreste y la mayor concentración de aprovechamientos ocurre en la porción oriental de la misma. Como resultado de lo anterior, las primeras evidencias de este déficit se presentaron en la región de Laguna Seca en 1955 de acuerdo con el estudio de SRH (1970), extendiéndose posteriormente a otras regiones. Esto concuerda con la distribución de volúmenes extraídos y tendencias históricas por región presentados en la tabla 7.2 e ilustradas en la figura 7.5, donde las regiones de mayor explotación han sido Laguna Seca, Dolores Hidalgo, San José Iturbide - Doctor Mora y San Miguel de Allende.

Tabla 7.2 Volumen histórico de la extracción anual de agua subterránea por región.

REGIÓN	Volumen de extracción (Mm ³ /año)			
	1970 ^a	1981 ^b	1987 ^c	1992 ^c
Laguna Seca	65.58	123.70	134.17	159.79
Dolores Hidalgo	17.98	143.71	151.00	174.26
San José Iturbide – Doctor Mora	60.91	91.30	97.67	114.71
San Miguel de Allende	19.52	40.51	50.65	67.82
San Luis de la Paz	1.64	4.02	4.60	5.95
San Diego de la Unión	-	8.22	10.29	17.72
San Felipe	-	1.10	1.34	2.04
TOTAL	165.63	412.56	449.72	542.29

^a SRH, (1970), ^b SRH, (1981), ^c CNA, (1992).

7.3.4. DEMANDA SECTORIAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA

A pesar de que no se hace una diferenciación explícita del uso de aprovechamientos en el estudio de SRH (1970), es evidente que el sector de mayor demanda es el agrícola (figura 7.4). En el año de 1981, el número de aprovechamientos activos dedicados al riego agrícola y a las actividades pecuarias era de 1,093; 12 pozos profundos abastecían a las industrias establecidas en la cuenca y 59 estaban destinados al uso doméstico (SRH, 1981). Para 1987 y 1992, las captaciones agrícolas se incrementaron a 1,158 y 1,333, respectivamente; las industriales pasaron a ser 14 y 16 en esos períodos; las de uso doméstico/público fueron 76 y 109; las de uso recreativo se incrementaron a 8 captaciones en ambos períodos (CNA, 1999). En el 2000, existía un total de 1,837 captaciones para uso agrícola y pecuario, 17 para uso industrial, 133 destinadas al abastecimiento doméstico y público y 8 de tipo recreativo. En general, el porcentaje promedio de captaciones para los períodos se distribuye de la siguiente manera: 92.08 % uso agrícola, 0.85 % uso industrial, 6.66 % uso doméstico/público y 0.40 % para uso recreativo. No obstante, se aprecia una ligera variación en el uso doméstico/público en el 2000 con respecto a 1981, el porcentaje para este rubro se ha incrementado de 4.77 % a 6.66 %, en respuesta al crecimiento poblacional y al aumento en el porcentaje de cobertura del servicio de agua potable. En la tabla 7.3 se presentan las estimaciones de los volúmenes extraídos de agua subterránea por sector socioeconómico para los períodos antes referidos.

Tabla 7.3 Volumen de extracción de agua subterránea por sector de demanda.

SECTOR	Volumen de extracción (Mm ³ /año)			
	1981 ^a	1987 ^b	1992 ^b	2000
Agrícola/Pecuario	387.24	415.59	494.24	705.12
Industrial	3.76	6.70	7.27	6.47
Público/Doméstico	19.69	24.24	38.12	45.00
Recreativo	1.87	3.19	2.66	3.06
TOTAL	412.56	449.72	542.29	759.65

^a SRH, (1981), ^b CNA, (1992).

7.4. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA

Con el propósito de describir y analizar la evolución histórica de la extracción del agua subterránea en las regiones que comprenden la CI, se elaboraron mapas donde se muestra la distribución de la carga hidráulica y la profundidad al nivel estático para los períodos de 1950-1970, 1971-1981, 1982-1992 y 1992-2000. Estos períodos fueron establecidos con base en la información disponible en los estudios hidrogeológicos de SRH (1970), SARH (1981), CNA (1992, 1996), CEASG (1999), UNAM-CODER (2000).

7.4.1. PERÍODO 1950 - 1970

El año de 1950, para efectos prácticos puede ser considerado como el inicio de la explotación del agua subterránea si tomamos en cuenta que el número de aprovechamientos era de alrededor de 250, integrado en su mayoría por norias y pozos someros cuya profundidad no sobrepasaba los 70 metros. Este número representa aproximadamente el 10 % del total de aprovechamientos actuales. El escaso número de aprovechamientos y los reducidos caudales de extracción permiten inferir que para ese año, la distribución de las cargas hidráulicas era muy similar a las obtenidas mediante el modelo numérico en condiciones estacionarias. Los primeros abatimientos importantes del nivel del agua subterránea fueron reportados en 1955, pero no fue sino hasta 1970 cuando se realizó el primer registro sistemático de los niveles piezométricos (SRH, 1970).

En la figura 7.6 se presenta la distribución de las cargas hidráulicas en donde se observa que los mayores gradientes hidráulicos corresponden a los estrechamientos en la salida de los valles de San José Iturbide – Doctor Mora, San Luis de la Paz y San Felipe. En la región de San José Iturbide – Doctor Mora, el flujo subterráneo se establece entre las equipotenciales 2100 msnm al pie de la Sierra del Zamorano (SE de San José Iturbide y E de Doctor Mora) y 1960 msnm a la salida del valle en el oeste (presa de La Cebada). La subcuenca de San Luis de la Paz es la que presenta los mayores gradientes hidráulicos debido a que el acuífero granular es de poco espesor (< 50 m) y a través de él se drena subterráneamente gran parte de la recarga de la Sierra de Pozos.

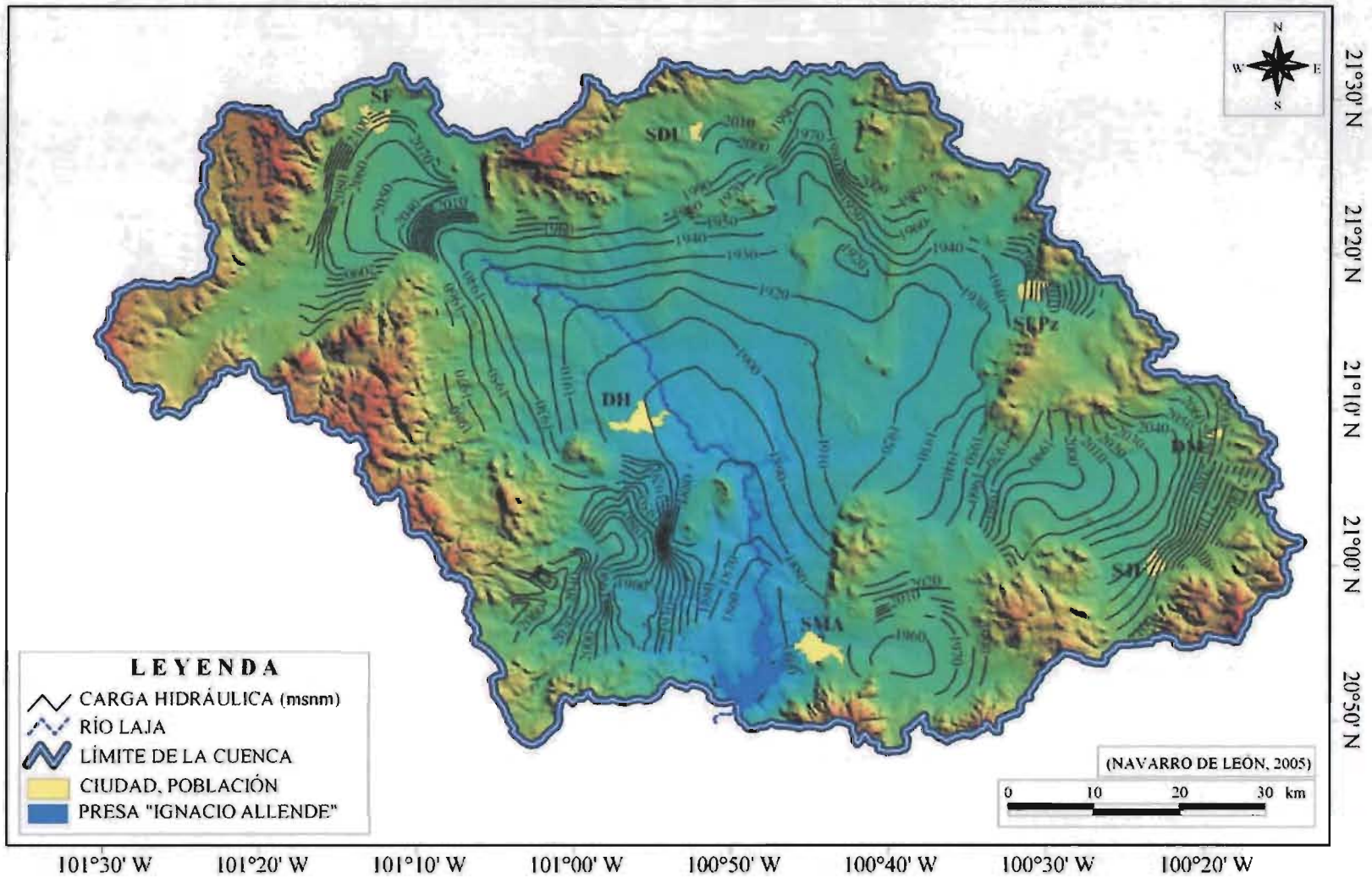


Figura 7.6 Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1970.

En la subcuenca de la Laguna Seca, los gradientes hidráulicos son bajos presentándose la línea equipotencial de 1950 msnm en los límites con las subcuencas de San José Iturbide – Doctor Mora y San Luis de la Paz. La dirección preferencial del flujo subterráneo es hacia el suroeste, descargando hacia el río Laja entre las comunidades de Fátima y El Ocote, donde las equipotenciales son de 1915 msnm en promedio. En la subcuenca de San Diego de la Unión, las equipotenciales son de 2000 msnm en el borde norte y la componente principal del flujo subterráneo es hacia el sur donde alcanza una equipotencial de 1945 msnm, en las inmediaciones de las comunidades de Peñuelas y Cerritos al este de la Sierra de los Primales. La subcuenca de San Felipe presenta equipotenciales envolventes de 2100 msnm en la periferia, 2050 msnm en el centro del valle y descarga hacia el sureste en la dirección del río Laja. En la subcuenca de Dolores Hidalgo, las equipotenciales son moderadas e inician en 1960 msnm en la periferia y culminan en la región del Cerro de Tequisquiapan en el sureste con valores de 1880 msnm. En la ciudad de Dolores Hidalgo las cargas hidráulicas eran cercanas a 1900 msnm. En la región de San Miguel de Allende, las cargas hidráulicas se encuentran entre 1870 y 1850 msnm; el régimen local del flujo subterráneo está influenciado fuertemente por el entonces reciente llenado de la presa Ignacio Allende. Al poniente de dicho embalse, los gradientes hidráulicos son altos como resultado del espesor escaso de sedimentos granulares y la baja permeabilidad del acuífero fracturado. En la subcuenca El Refugio, al oriente de la ciudad de San Miguel Allende, el flujo subterráneo que naturalmente iba hacia el oeste se ha modificado sustancialmente por efecto del bombeo. En 1970 las equipotenciales en los bordes del valle son de 1980 msnm y en el centro del mismo son de 1930 msnm.

A partir de la información piezométrica se elaboró el mapa que muestra la distribución de la profundidad del nivel estático (figura 7.7). Durante este período, se manifiestan tres zonas con las primeras perturbaciones al patrón natural del flujo subterráneo en la porción oriental de la CI. Dichas perturbaciones fueron el resultado del bombeo concentrado a través de pozos profundos en los valles de San José Iturbide – Doctor Mora, Laguna Seca y El Refugio. En el caso de la subcuenca San José Iturbide - Doctor Mora, los niveles más someros del agua subterránea se localizan en el borde sur y sureste de la planicie, donde se registraron profundidades menores a 10 m al sur de San José Iturbide y en la comunidad Derramadero del Sauz, respectivamente. Los mayores abatimientos corresponden con la zona de mayor densidad de pozos en el centro de la subcuenca alcanzando los 40 m de profundidad en las inmediaciones de las comunidades El Derramadero y Tullillos de Abajo. Cabe mencionar que en el borde meridional de la Sierra de Pozos, el nivel del agua subterránea se presenta a profundidades mayores de 70 metros. Sin embargo, estas profundidades corresponden al nivel estático en el acuífero fracturado. En la subcuenca Laguna Seca las profundidades del agua se encuentran entre 50 y 100 m. Los niveles más someros se localizan en el sureste entre las comunidades Tuna Mansa y Pozo de Balderas, mientras que las mayores profundidades ocurren en el borde norte y noroeste en las comunidades El Cascabel y al norte de Estación de Lourdes en el límite con la subcuenca de San Diego de la Unión, respectivamente. La profundidad promedio del agua en la planicie de esta subcuenca es de 60 m aproximadamente.

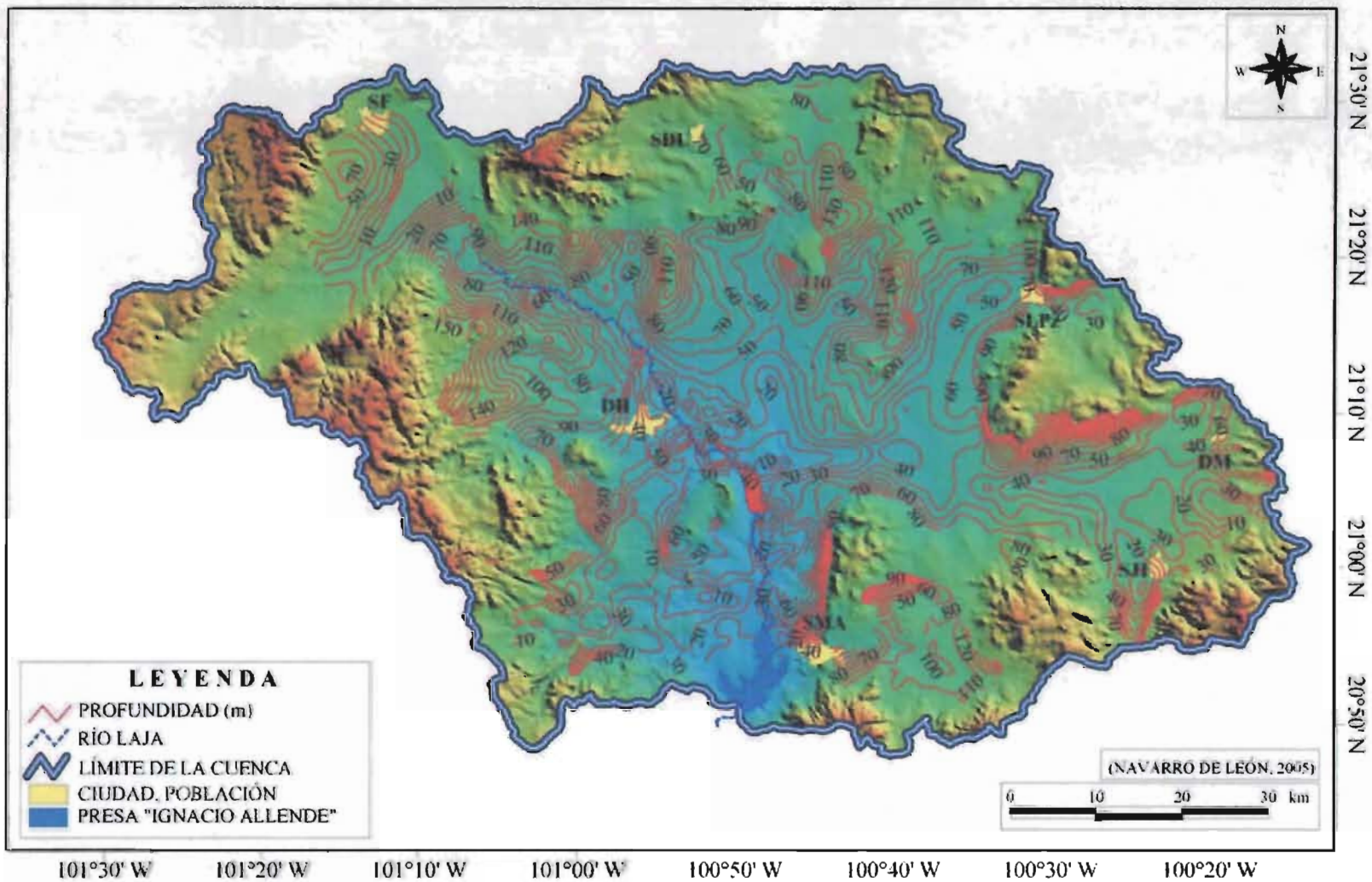


Figura 7.7 Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1970.

En la subcuenca de San Luis de la Paz, los niveles más someros se localizan en el borde oriental con profundidades de 30 m y en la salida del valle el nivel del agua se presenta a los 50 m de profundidad. En la subcuenca de San Diego de la Unión, los niveles más someros varían entre 50 – 70 m y se encuentran en la porción occidental de la misma, mientras que en el oriente los niveles yacen a profundidades del orden de 120 m como ocurre los poblados de La Presita y La Saucedá. En la subcuenca de San Felipe, los niveles piezométricos son inferiores a 10 m, se encuentran en la porción centro y oriente del valle en las cercanías del cauce del río Laja y entre los poblados de San Felipe y Estación El Cubo; mientras que los más profundos se localizan en la porción occidental con profundidades de hasta 70 m. En la subcuenca de Dolores Hidalgo, las profundidades al nivel freático son superiores a los 80 m en las inmediaciones de los poblados de Las Yervas y Soledad Nueva ubicadas al norte de la cabecera municipal. Mientras que en el sureste de Dolores Hidalgo, a un lado del cauce del río de igual nombre y a la altura de los poblados Las Adjuntas y la Regalada de Arriba, se vuelven encontrar niveles del agua subterránea someros, inferiores a 10 m de profundidad. A partir de esta zona, los niveles se profundizan conforme aumenta la distancia al cauce del río Laja, llegando a encontrarse el nivel del agua a más de 50 m en las cercanías de los límites del valle, como ocurre en los poblados de Tierra Blanca al sureste, Potrero de Guadalupe al suroeste y Las Adjuntas del Monte hacia el norte, ya en la porción noreste de la subcuenca. En la región de Tequisquiapan – La Venta, entre las poblaciones de Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende, nuevamente se encuentran niveles inferiores a los 40 m de profundidad. En la región de San Miguel de Allende, los niveles del agua subterránea son relativamente someros de 20 m en promedio; en tanto que al poniente, en la subcuenca El Refugio los niveles superan los 100 m de profundidad en el centro y en la periferia son de 70 m aproximadamente. Estas profundidades corresponden al nivel piezométrico en el acuífero fracturado.

7.4.2. PERÍODO 1971 - 1981

En el año de 1981, los efectos del bombeo excesivo en las condiciones del flujo subterráneo son marcadamente evidentes en la CI, principalmente en cuatro zonas del sector oriental, donde las cargas hidráulicas y las profundidades al nivel estático han variado sensiblemente con respecto al año de 1970 (figuras 7.8 y 7.9). La primer zona corresponde a la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora, donde la distribución de las cargas hidráulicas describe un patrón envolvente, el flujo es convergente entre las poblaciones de El Derramadero y La Begonia donde las equipotenciales son inferiores a 1980 msnm. En esta zona las profundidades al nivel estático oscilan entre 50 y 70 m. Este cono de abatimiento ha propiciado el desarrollo de una zona local con inversión del gradiente hidráulico natural en el poniente de la subcuenca. Específicamente en el área circundante a la presa de La Cebada los niveles continúan relativamente someros (~ 20 m), muy probablemente debido a la influencia de este cuerpo de agua superficial que actúa como una zona de recarga local. En el sur y sureste también se aprecian los efectos del bombeo, pues los niveles han descendido 10 m en promedio en las cercanías de la ciudad de San José Iturbide y 5 m en los alrededores de Doctor Mora.

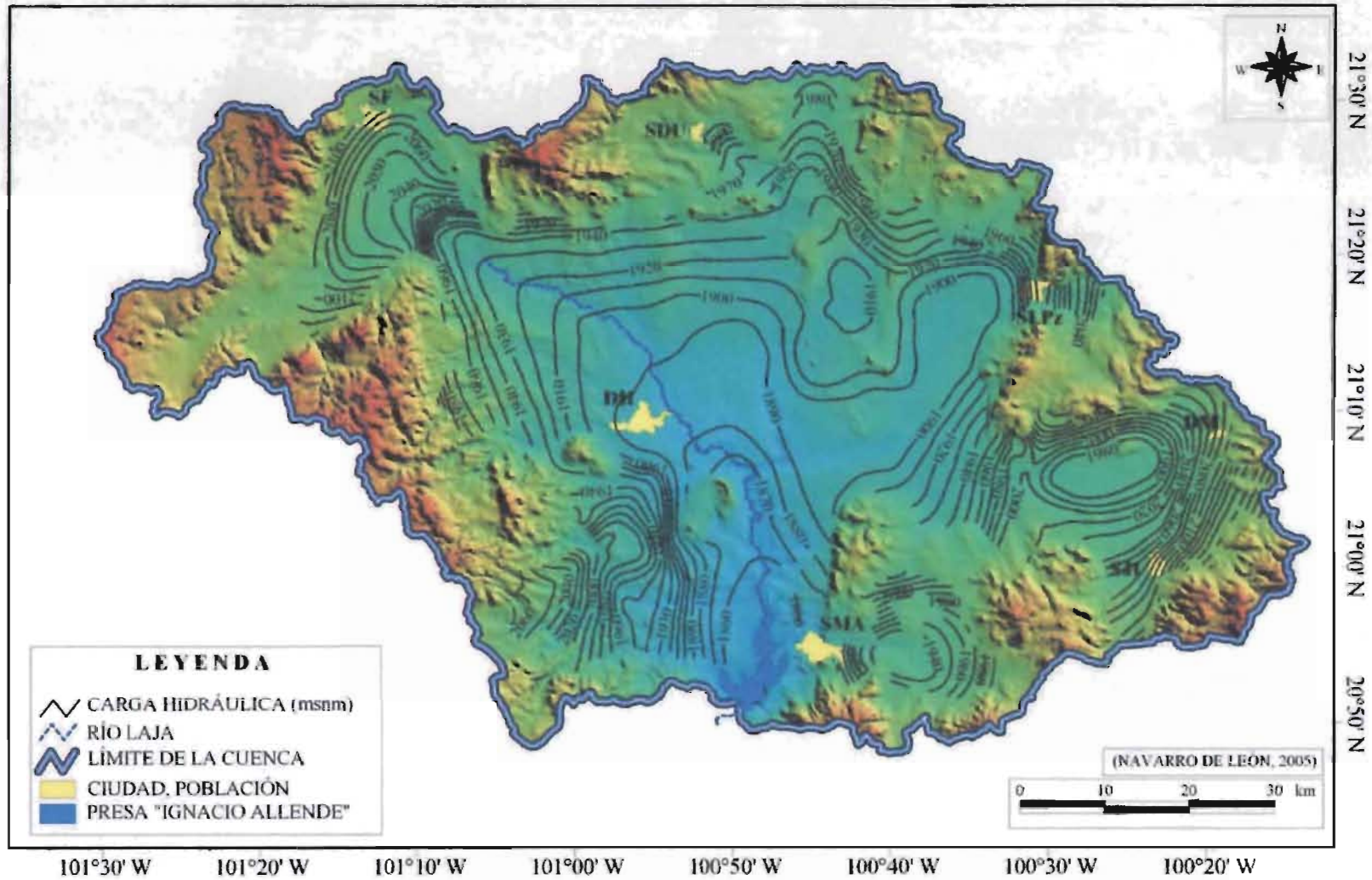


Figura 7.8 Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1981.

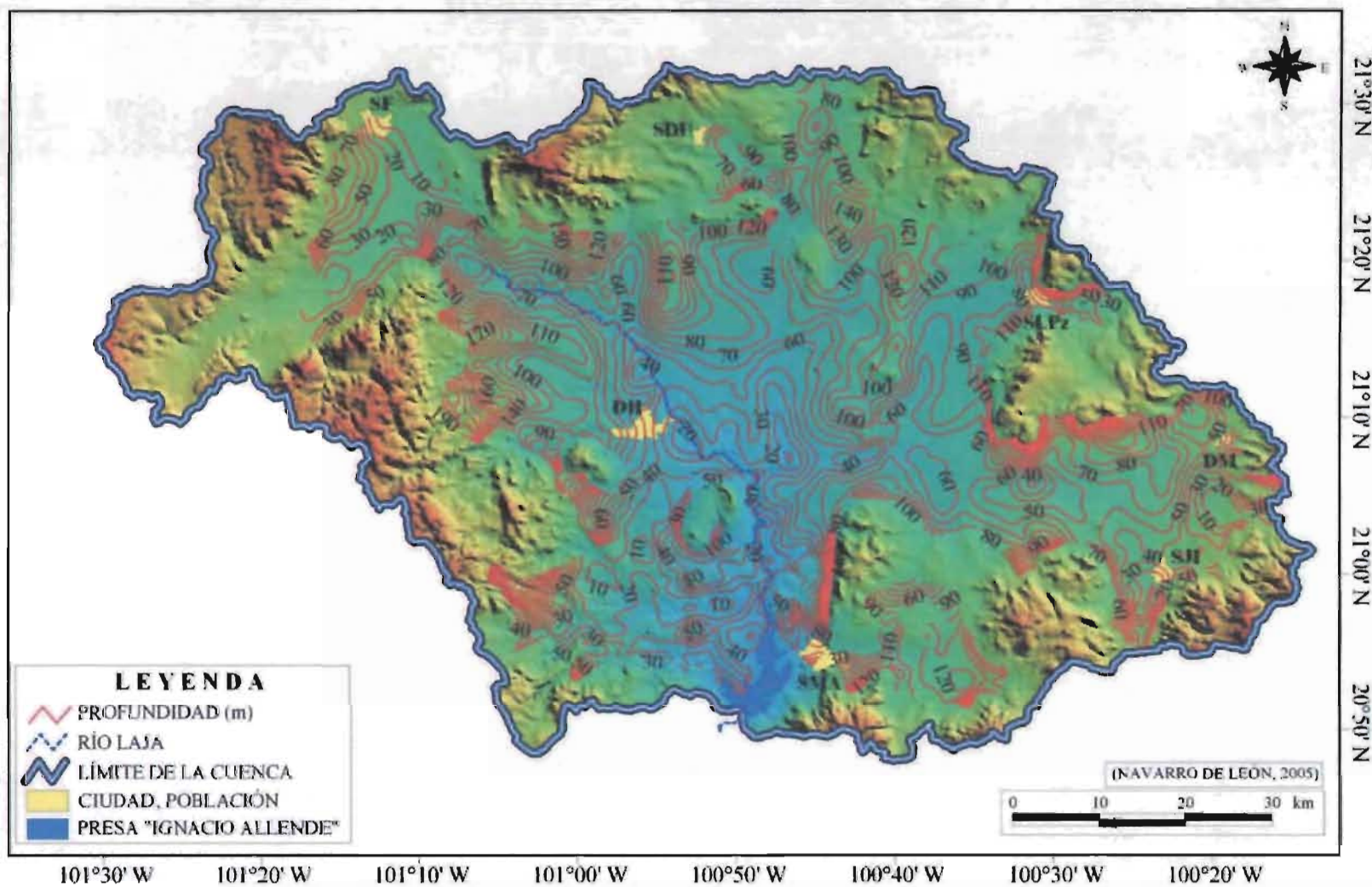


Figura 7.9 Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1981.

La segunda zona más afectada por la extracción es la región de Laguna Seca, donde las cargas hidráulicas se distribuyen desde 1960 msnm en las entradas del valle, es decir en el contacto con los valles de San Luis de la Paz y San José Iturbide – Doctor Mora mientras que al poniente, en la salida del valle, las equipotenciales alcanzan los 1895 msnm. En una gran porción del valle predomina el intervalo piezométrico de 1895–1900 msnm. La profundidad al nivel estático en los bordes del valle supera los 100 m como ocurre en la comunidad de Taranda en el norte, en la comunidad de Las Beatas en el oriente y en el Rancho Guadalupe al noroeste, en los límites con la región de San Diego de la Unión llega hasta 130 m.

En el noreste de Dolores Hidalgo se advierte otra zona de concentración de la explotación, en la cual la línea equipotencial de 1910 msnm describe una elipse donde converge el flujo subterráneo entre las comunidades de Catalanes y Covadonga. Las profundidades al nivel estático oscilan entre 90 y 120 m. Una situación similar se presenta al oriente de San Miguel de Allende, en el graben El Refugio donde el flujo subterráneo muestra un patrón convergente con equipotenciales de 2000 msnm en la periferia y 1940 msnm en el centro del valle. En gran parte de esta región, las profundidades al nivel estático superan los 100 m. En el resto de la CI, el patrón del flujo subterráneo permanece sin cambios importantes con respecto al período anterior, aunque en general, el valor de la carga hidráulica ha descendido 10 m en promedio.

7.4.3. PERÍODO 1982 - 1992

Este período está caracterizado por la generalización de los efectos del bombeo intensivo en la cuenca. La distribución de las elevaciones del nivel estático y las profundidades a dicho nivel para el año de 1992 se muestra en las figuras 7.10 y 7.11, respectivamente. En la figura 7.10 se observa que los mayores gradientes hidráulicos se presentan en la región del cauce alto del río Laja y en la porción oriental de la CI. En la subcuenca de San José Iturbide - Doctor Mora, el cono de descenso piezométrico que se observaba en el período anterior ha desaparecido debido a una distribución más uniforme del bombeo en la zona. En los bordes del valle se presentan equipotenciales de 2120 msnm y en la salida son de 1920 msnm. Sin embargo, el gradiente hidráulico entre las localidades de La Begonia y la presa de La Cebada es bajo con diferencias en la carga hidráulica inferior a 10 m. Las profundidades al nivel estático en el centro del valle son de 70 m aproximadamente.

En la subcuenca de Laguna Seca se advierte un cono de abatimiento limitado por la equipotencial de 1880 msnm que prácticamente la abarca en su totalidad. Los equipotenciales más bajos (1857 msnm) registrados para este período, corresponden a un pozo ubicado al noroeste del cruce de las carreteras San Luis de la Paz – Dolores Hidalgo y México – Piedras Negras. La profundidad promedio al nivel estático en la subcuenca es de 100 m aproximadamente (figura 7.11). En el oriente de esta subcuenca se ha desarrollado una divisoria de agua subterránea con una elevación cercana a 1885 msnm que separa el flujo subterráneo hacia la subcuenca de Dolores Hidalgo.

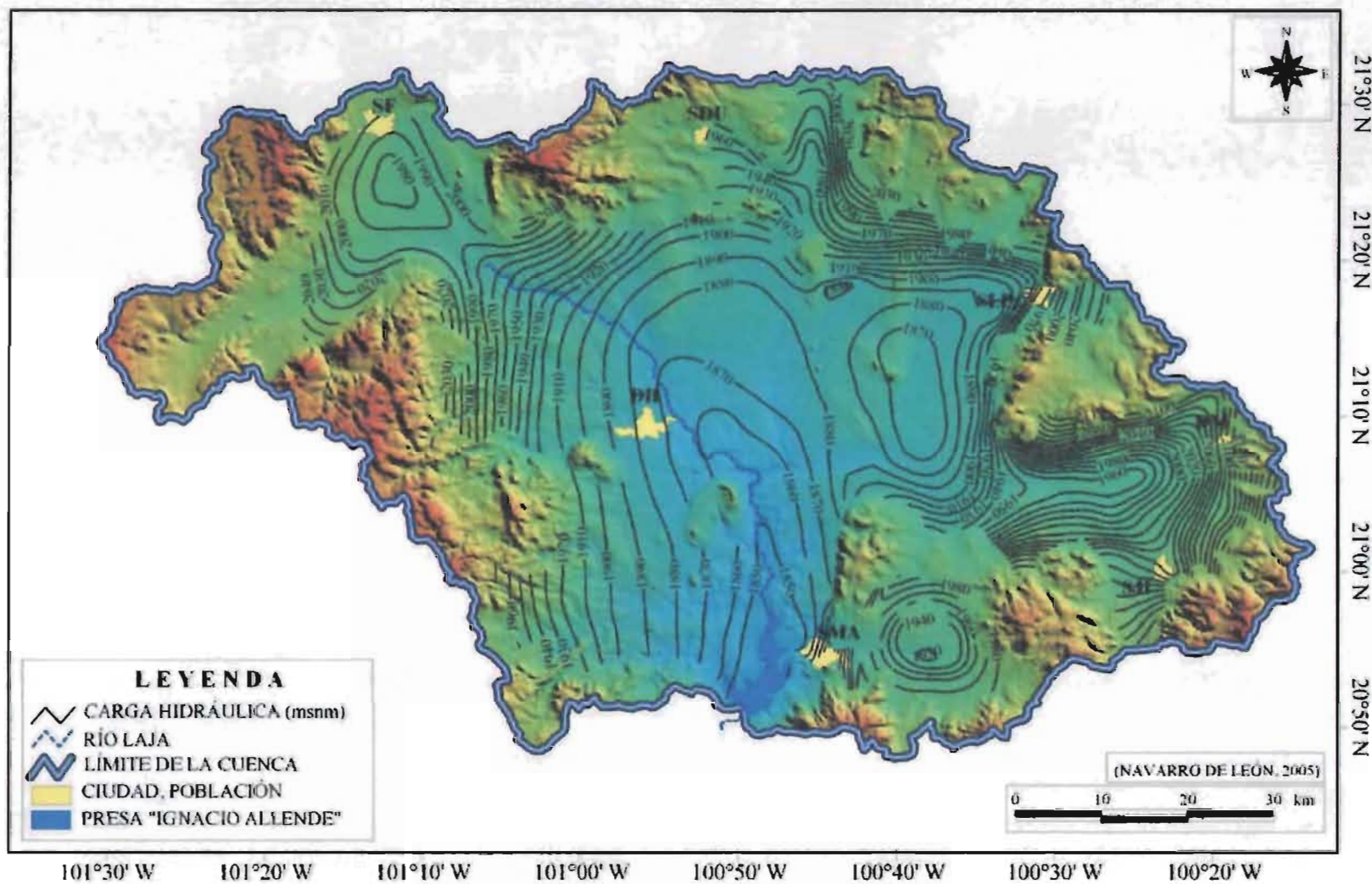


Figura 7.10 Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año de 1992.

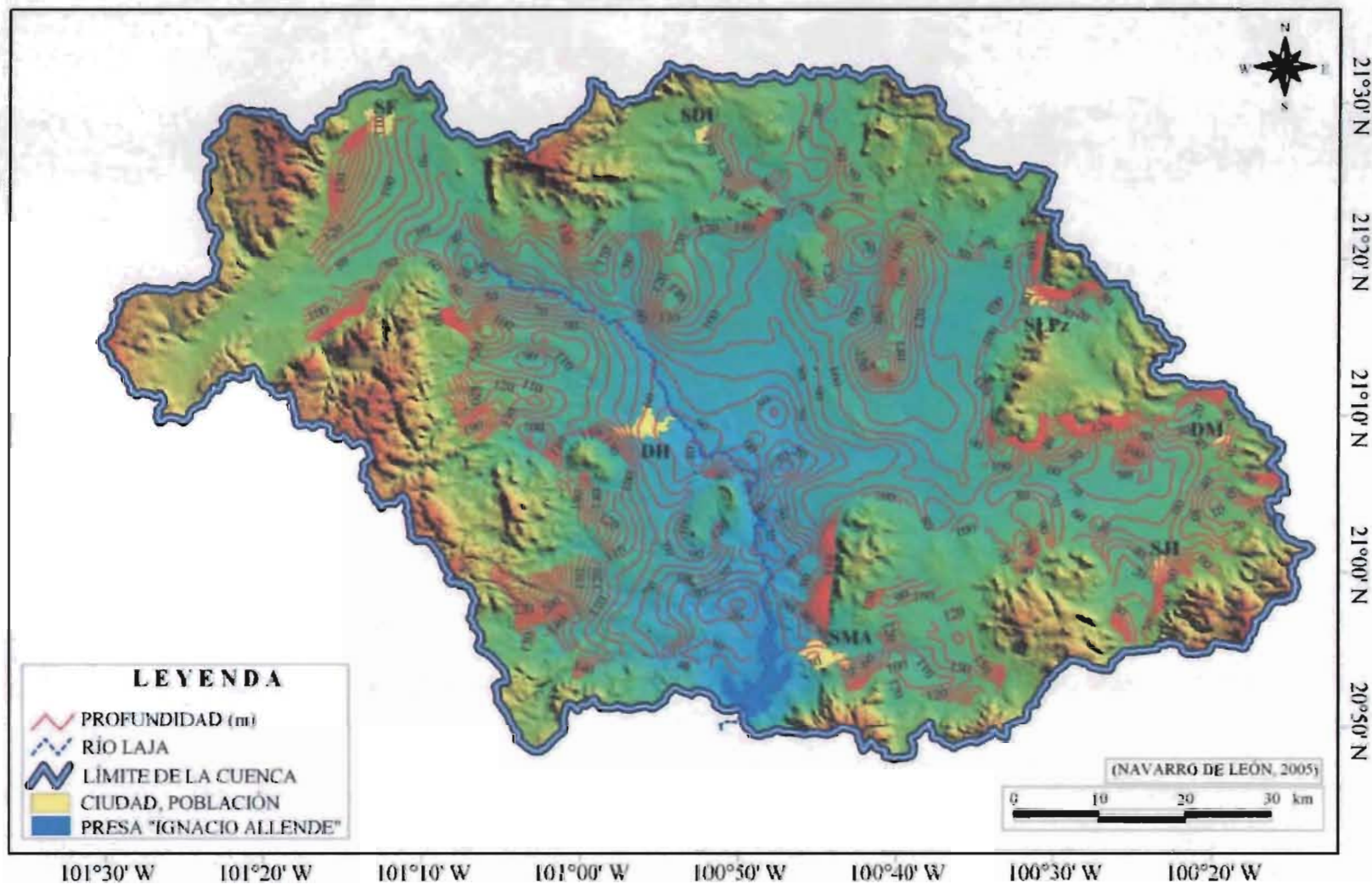


Figura 7.11 Distribución de la profundidad al nivel estático en el año de 1992.

El patrón del flujo subterráneo en la subcuenca de Dolores Hidalgo continúa en el mismo sentido que el río Laja. Los gradientes hidráulicos son relativamente uniformes y las elevaciones del nivel estático varían de 2030 msnm en oeste a 1850 msnm en el sureste. Las profundidades a dicho nivel son de 80 m en promedio. En los límites con la subcuenca de San Felipe, ocurre una condición hidrodinámica similar a lo que sucede en el límite oriental, el gradiente hidráulico se invierte y se forma una divisoria con equipotenciales cercanas a 1995 msnm. En la región de San Felipe se presenta entonces un patrón de flujo subterráneo convergente, con equipotenciales de 2050 msnm en la periferia y poco menos de 1980 msnm en el centro. En la región de San Miguel de Allende, las cargas hidráulicas varían relativamente poco debido a la influencia de la presa Ignacio Allende, se presentan valores desde 1845 a 1860 msnm. En el oriente de esta ciudad, al igual que en la región de San Diego de la Unión, el patrón general del flujo subterráneo permanece sin cambios y solamente se observan descensos piezométricos moderados del orden de 10 m en promedio.

7.4.4. PERÍODO 1993 - 2000

En la distribución piezométrica correspondiente al año 2000 mostrada en la figura 7.12, destaca como rasgo principal la presencia de conos de descenso en las diferentes regiones que conforman la CI. Asimismo en la mayor parte de las planicies son comunes las profundidades al nivel estático que sobrepasan los 100 m como se observa en la figura 7.13. Estas profundidades representan una condición crítica para la explotación del agua subterránea y el desarrollo de actividades como la agricultura que dependen directamente de la extracción del recurso. En el valle de San José Iturbide – Doctor Mora, el patrón de flujo subterráneo se ha modificado nuevamente debido a la presencia del bombeo localizado en la porción central, donde se observa un cono de abatimiento limitado por la equipotencial de 1960 msnm. En los bordes del valle, las elevaciones al nivel estático son de 2100 msnm y en la salida del mismo son de 1910 msnm en promedio. En la mayor parte de la planicie de esta subcuenca predominan las profundidades al nivel del agua de entre 70 y 80 m.

Como respuesta al cono de depresión formado en la región de Laguna Seca, en la subcuenca de San Luis de la Paz durante este período se registraron incrementos importantes en el gradiente hidráulico acelerando el drenado del acuífero granular. Las elevaciones del nivel estático en el oriente de San Luis de la Paz son de 2060 msnm y al poniente de dicha ciudad son de 1900 msnm. Por otro lado, la región de Laguna Seca presenta un patrón de flujo subterráneo convergente en la porción meridional, donde las equipotenciales han descendido a menos de 1850 msnm, en esta misma zona se presentan profundidades al nivel estático superiores a 130 m. El valle está circundado por la equipotencial de 1900 msnm y la profundidad promedio es de 100 m. En la subcuenca de Dolores Hidalgo, al oriente de esta ciudad se ha desarrollado un cono de abatimiento limitado por la línea equipotencial de 1850 msnm. Este hecho representa la primera manifestación de la inversión del gradiente hidráulico natural en las proximidades del río Laja.

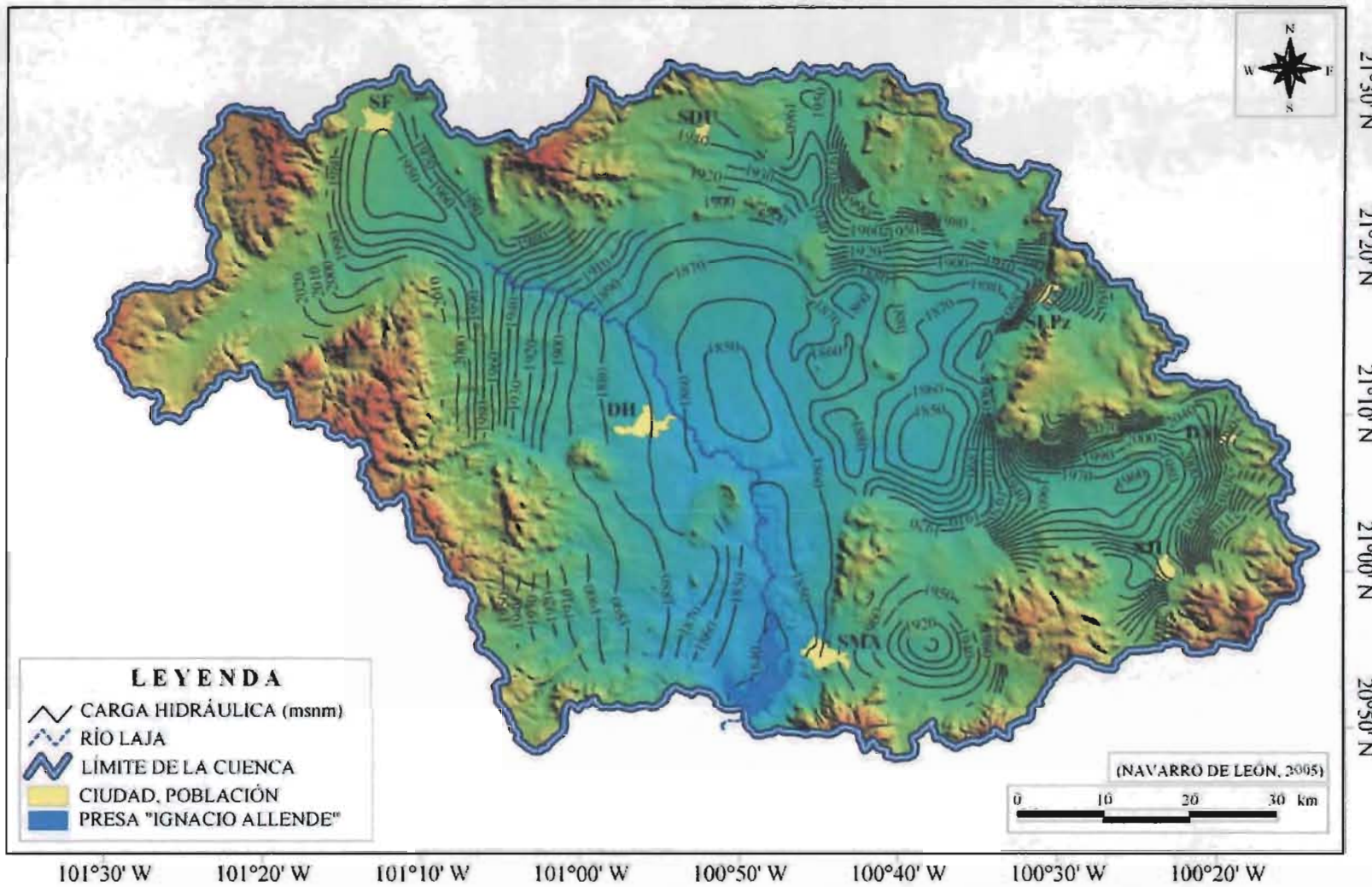


Figura 7.12 Distribución de las cargas hidráulicas observadas en el año 2000.

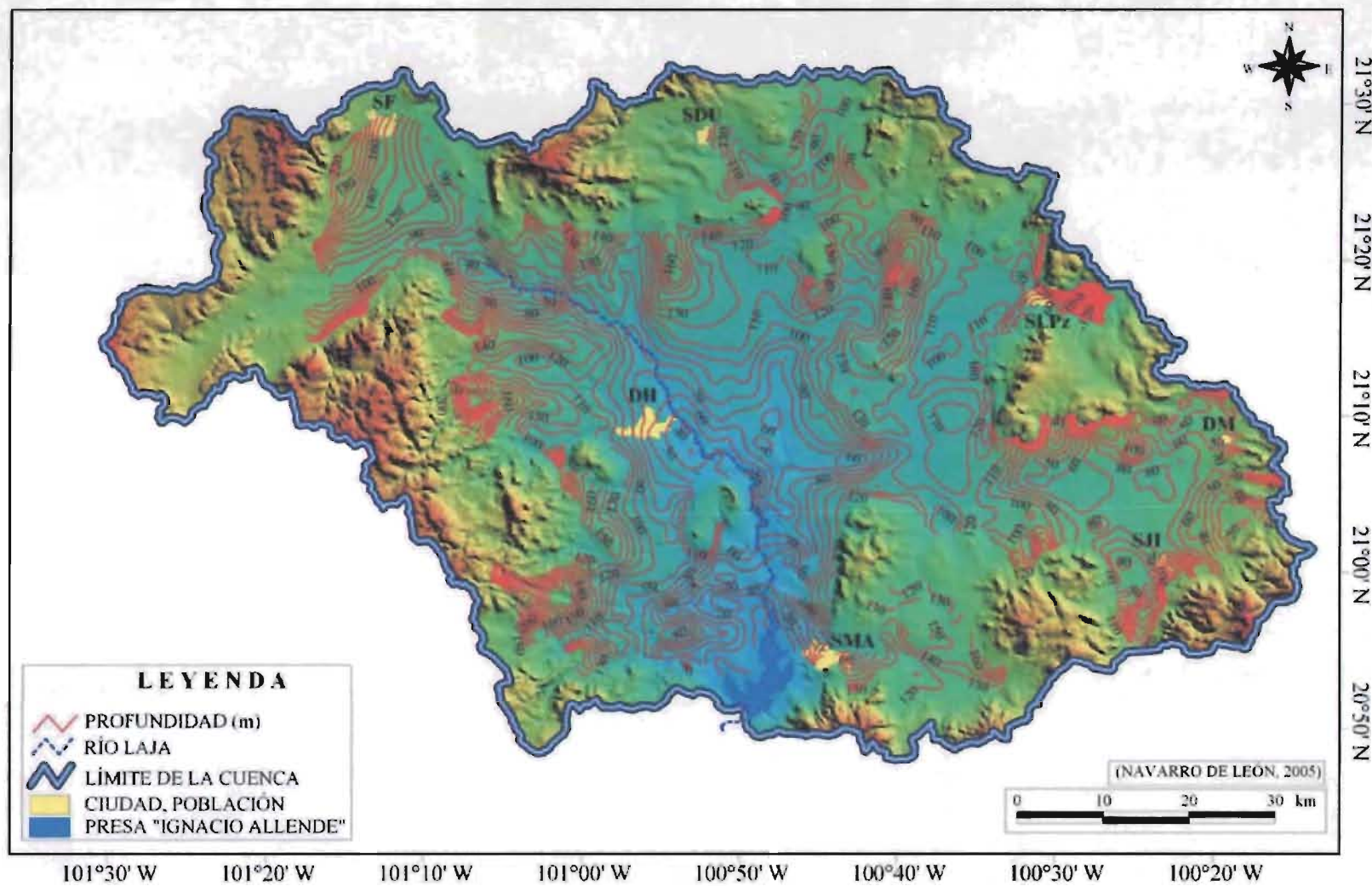


Figura 7.13 Distribución de la profundidad al nivel estático en el año 2000.

También durante este período se ha incrementado la zona de influencia del bombeo en la subcuenca de San Felipe, como lo manifiesta el registro piezométrico en el centro del valle donde las elevaciones al nivel estático son ligeramente menores a 1950 msnm. En el suroeste del graben, las cargas hidráulicas alcanzan los 2030 msnm. La profundidad al nivel estático promedio es superior a 100 m y representa la carga hidráulica del acuífero fracturado. Los efectos del bombeo han sido además importantes en la región de San Diego de la Unión, específicamente en la porción nororiental donde los descensos del nivel del agua han provocado un aumento del gradiente hidráulico. Una condición contraria se presenta en la región de San Miguel de Allende, donde el régimen del flujo subterráneo está caracterizado por bajos gradientes hidráulicos; en tanto que al oriente de esta ciudad, en el graben El Refugio se ha profundizado el cono de abatimiento, con cargas hidráulicas inferiores a 1920 msnm.

7.4.5. DESCENSO PIEZOMÉTRICO REGIONAL

Con el propósito de identificar las zonas más afectadas por el bombeo y determinar la magnitud del abatimiento del nivel del agua subterránea a través de los diferentes períodos de extracción, se procedió a la elaboración y análisis de curvas de descenso piezométrico regional. Considerando que la red piezométrica ha cambiado sus pozos de monitoreo a lo largo del tiempo por razones técnicas (ya que algunos pozos han sido repuestos y/o se han secado), se elaboraron 7 curvas regionales mediante el método de sobreposición de líneas equipotenciales (figura 7.14). El análisis de las curvas muestra que en la CI, el comportamiento del nivel piezométrico ha seguido tres diferentes patrones en los últimos 30 años: (a) un patrón de descenso constante, como ocurre en las subcuencas de San Luis de la Paz, San Diego de la Unión y El Refugio; (b) un patrón de descenso acelerado en el período de 1970 – 1981 seguido de una notable desaceleración con tendencia a la estabilización del nivel como ocurre en la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora; y (c) un patrón de descenso moderado en el primer período de registro pero seguido de una importante aceleración de los abatimientos piezométricos durante los dos períodos subsecuentes, como se manifiesta en la subcuencas de Laguna Seca, Dolores Hidalgo y San Felipe. El comportamiento piezométrico por región es el siguiente.

En la subcuenca de San Luis de la Paz, el nivel estático medio se encontraba en el año de 1970 en la cota 1997 msnm y en los siguientes 11 años disminuyó su nivel en 7 m, lo que representa un decremento anual de 0.64 m. En el año de 1992, nivel piezométrico era de 1988 msnm y durante el período de 1992 al 2000, la tasa de descenso se incrementó a razón de 1 m/a dando como resultado un nivel de 1980 msnm. En forma similar, la subcuenca de San Diego de la Unión exhibe un patrón de descenso continuo pero a menor velocidad. En 1970, el nivel era de 1944 msnm y descendió a 1942 msnm en 1981. Posteriormente, en el año de 1992 se registraron niveles de 1940 msnm en promedio y para el año de 2000 el nivel determinado era de 1938 msnm. Este comportamiento representa las menores tasas de descenso piezométrico para toda la cuenca pues en solamente 30 años el nivel descendió 6 m en promedio (0.2 m/año). En la región de El Refugio, los niveles medidos en los años de 1970, 1981, 1992 y 2000 han sido de 1960, 1940, 1934 y 1928

msnm, respectivamente, lo que equivale a una velocidad en la disminución del nivel de aproximadamente 1 m/a.

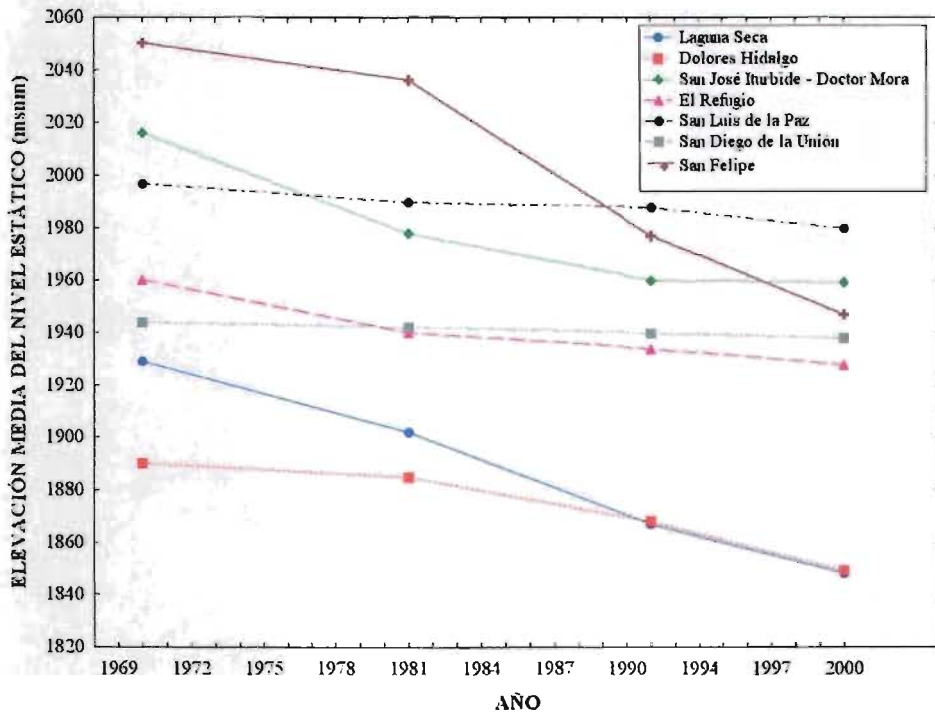


Figura 7.14 Comportamiento piezométrico regional mostrando una tendencia generalizada de descenso en la CI para el período comprendido de 1970 a 2000. Nótese que las mayores tasas de abatimiento se presentaron durante el período 1981 a 1992 en las regiones de Laguna Seca, San José Iturbide – Doctor Mora, Dolores Hidalgo y San Felipe.

En la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora, la elevación media del nivel estático para 1970 era de 2016 msnm. A partir de este año se presenta una marcada tendencia al descenso llegando a 1978 msnm en el año de 1981, equivalente a una velocidad de descenso de 3.45 m/año. En 1992, el nivel piezométrico promedio era de 1960 msnm, es decir, el nivel había descendido a razón de 1.64 m/año. Durante el siguiente período, de 1993 a 2000, el nivel piezométrico prácticamente se mantuvo constante, ya que para el año 2000 el nivel era de 1959 msnm. En Laguna Seca, las elevaciones piezométricas eran de 1929 msnm en promedio y en 1981 el nivel del agua había descendido 27 m (2.45 m/año), 35 m en 1992 (3.18 /año) y 19 m en el 2000 (2.38 m/año). En la subcuenca de Dolores Hidalgo el nivel promedio era de 1890 msnm en 1970, de 1885 msnm en 1981, 1868 msnm en 1992 y 1849 msnm en el 2000. En resumen, el descenso promedio durante los últimos 30 años por región ha sido el siguiente: San Luis de la Paz 0.56 m/año, San Diego de la Unión 0.20 m/año, San José Iturbide – Doctor Mora 1.9 m/año, Laguna Seca 2.7 m/año, San Felipe 2.6 m/año, Dolores Hidalgo 1.36 m/año, El Refugio 1.06 m/año.

7.5. EFECTOS DE LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LAS CONDICIONES DEL FLUJO

Las modificaciones en la dinámica y geometría de los sistemas de flujo subterráneo originadas por la extracción intensiva del agua tienen implicaciones importantes en la planeación y manejo futuro del recurso hidráulico. Las primeras perturbaciones en las condiciones del flujo subterráneo se manifiestan por un incremento en el gradiente hidráulico que afecta la velocidad del flujo (dinámica). Al prolongarse la extracción se pueden llegar a inducir cambios en la geometría de los propios sistemas, es decir invirtiendo el gradiente hidráulico y con ello la dirección preferencial del flujo (geometría). Es preciso mencionar que los sistemas de carácter local son los más susceptibles a estos cambios y tales perturbaciones se manifiestan mediante algunos fenómenos en superficie como por ejemplo, el descenso del flujo base en los ríos, la reducción de los caudales de descarga en los manantiales y el deterioro de ecosistemas altamente dependientes del nivel freático somero (Babu et al., 2001). Adicionalmente, el descenso continuo y generalizado del nivel piezométrico ha provocado que se inviertan mecanismos y/o procesos, dando como resultado que zonas que naturalmente funcionaban como áreas de descarga se conviertan en áreas de recarga alterando así el régimen hidrogeológico.

En el caso particular de la CI, el régimen de extracción del agua subterránea llevado a cabo durante los últimos 50 años en forma creciente, ha provocado cambios importantes en la dinámica y geometría de los sistemas de flujo. En el año de 1970 se observaban los incrementos en los gradientes hidráulicos principalmente en la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora y estos efectos se extienden a las subcuencas de San Luis de la Paz y los límites nororientales de las regiones de Laguna Seca y San Diego de la Unión como se observa en la distribución de líneas equipotenciales para el año de 1981 (ver figura 7.8). En 1970 se registra también el segundo efecto del bombeo descrito anteriormente, el primer cono de abatimiento en el graben El Refugio y posteriormente en 1981, aunque más leve, otro cono de descenso provoca la inversión local de la dirección natural del flujo en el noreste de Dolores Hidalgo. Durante los siguientes dos períodos se observa la aparición y el crecimiento de conos de abatimiento regionales en diferentes zonas que han dado lugar al desarrollo de divisorias del flujo subterráneo dentro de la cuenca. Los sitios donde se han modificado las direcciones naturales del flujo en los sistemas de carácter local han sido entre las subcuencas de San Felipe – Dolores Hidalgo, Dolores Hidalgo – Laguna Seca, Laguna Seca – San José Iturbide, San Miguel de Allende – El Refugio y el último registrado en el 2000 que corresponde a Dolores Hidalgo – San Miguel de Allende.

La evolución piezométrica derivada de las cinco décadas de explotación del agua subterránea en la CI descrita cualitativamente en este apartado es analizada cuantitativamente en el siguiente capítulo con el fin de evaluar el comportamiento y la capacidad de respuesta del sistema hidrogeológico a las perturbaciones inducidas por el bombeo.

7.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO

El análisis del desarrollo histórico de las extracciones en la CI durante los últimos 50 años se realizó utilizando como base la información generada por los estudios previos y procesada mediante un sistema de información geográfica. Los cambios sociales y políticos profundos ocurridos en el país a principios del siglo XX, dieron lugar a modificaciones importantes en el sistema de tenencia de la tierra e impulsaron la reorientación de las actividades socioeconómicas en la cuenca. La ganadería como actividad económica principal fue desplazada por la agricultura y esta transformación fue determinante para el desarrollo de la explotación del agua subterránea. El número de aprovechamientos aumentó de manera exponencial pues en el año 1950 se estimaba que existían alrededor de 250, en 1970 había 918, en 1981 se registraban 1,469, en 1987 el número ascendió a 1,558, en 1993 se tenían 1,785 y para el año 2000 se reportaban 2,413 en su mayoría pozos profundos. Los factores que han determinado la densidad y distribución de los aprovechamientos son esencialmente la presencia y profundidad del acuífero granular, el tipo y fertilidad de los suelos en el caso de los aprovechamientos destinados al riego agrícola y la disponibilidad de fuentes de agua superficial (bordos y presas). De manera similar, las extracciones se incrementaron notablemente ya que para 1950 se estimaban volúmenes de 45 Mm³/año, en 1970 eran de 165 Mm³/año, en 1981 de 412 Mm³/año, en 1987 se extraían 450 Mm³/año, para 1992 las extracciones eran de 542 Mm³/año y para el año 2000 los volúmenes ascendieron a 760 Mm³/año. Este acelerado crecimiento en los aprovechamientos y en las extracciones demuestra que se ha carecido de controles efectivos en la perforación y en el bombeo. Los tres decretos de veda rígida impuestos a la explotación del agua subterránea han sido inútiles, por lo que se requieren mecanismos o estrategias de control más efectivas. Las consecuencias de la explotación intensiva en la CI se manifiestan como: (a) un acelerado descenso de los niveles del agua subterránea, (b) una disminución continua de los volúmenes descargados por los manantiales y el río; (c) una afectación gradual de los ecosistemas que dependen del nivel freático somero; (d) un deterioro notable de la calidad química del agua que perjudica a la actividad agrícola y al consumo humano, y (e) una incidencia mayor de agrietamientos del terreno como primer signo del fenómeno de subsidencia.

CAPÍTULO VIII

MODELO NUMÉRICO EN ESTADO TRANSITORIO

8.1. INTRODUCCIÓN

El propósito principal de la aplicación del modelo numérico de flujo en estado transitorio es analizar el comportamiento del sistema hidrogeológico reproduciendo la distribución de las cargas hidráulicas en la cuenca, cuantificando los componentes del sistema y su evolución en el tiempo. El modelo transitorio calibrado es actualmente la mejor herramienta analítica para cuantificar y comprender la respuesta e interacción de los componentes del sistema hidrogeológico; permite además identificar a aquellas zonas o subcuencas que han sido sometidas a una mayor perturbación por efecto del bombeo excesivo. A diferencia de los modelos que tratan el problema de flujo subterráneo en estado estacionario, los modelos en estado transitorio son inherentemente más complicados pues requieren, además de una mayor cantidad de información y esfuerzo computacional: (a) la determinación de las características del almacenamiento de los acuíferos; (b) el establecimiento de las condiciones iniciales que indican la distribución de la carga hidráulica en el acuífero al inicio de la simulación; (c) el control de las impulsiones o esfuerzos en los componentes hidrológicos, como el bombeo, que podrían propagarse hacia las fronteras hidráulicas establecidas y causar que éstas resulten inapropiadas (Reed, 2003); y (d) la discretización temporal y espacial del modelo (Anderson y Woessner, 1992). A continuación se presentan las características de diseño, construcción y funcionamiento del modelo hidrogeológico en régimen transitorio para la CI, que incluye la representación de las propiedades hidráulicas básicas (p. ej. conductividad hidráulica), la incorporación de variables hidrogeológicas (almacenamiento, bombeo, etc.) y la descripción de procedimientos de simulación y calibración. Se muestra también un análisis detallado de la evolución de la explotación y disponibilidad del recurso hidráulico, así como las implicaciones para su manejo a partir de los resultados obtenidos.

8.2. FORMULACIÓN DEL MODELO

El modelo numérico en régimen estacionario descrito en el capítulo VI sirvió como base para la formulación del modelo transitorio; esto es, se mantienen invariables el número y tamaño de las celdas, el número de capas y su configuración tridimensional (espesores) y propiedades hidráulicas básicas como la conductividad hidráulica (horizontal y vertical). Las propiedades hidráulicas que fueron incorporadas, las modificaciones a las condiciones de frontera y la discretización temporal (definición de los períodos estrés) se exponen a continuación.

8.2.1. PROPIEDADES HIDRÁULICAS

8.2.1.1. Rendimiento y Almacenamiento Específico

En la misma manera como la conductividad hidráulica es un parámetro para representar la propiedad del medio geológico para conducir el agua subterránea, la capacidad para almacenarla en los acuíferos puede ser expresada en términos de rendimiento específico (S_y) o almacenamiento específico (S_s). El rendimiento específico es aplicable a condiciones hidrodinámicas libres, mientras el almacenamiento específico tiene validez para condiciones confinadas. El rendimiento específico es la cantidad de agua liberada o drenada por unidad de descenso de la carga hidráulica; el almacenamiento específico es la cantidad de agua suministrada del almacenamiento que resulta a partir de la compresión de la matriz del acuífero por unidad de descenso en la carga hidráulica (Lohman, 1977). En acuíferos libres compuestos por materiales granulares, el rendimiento específico se presenta en el rango de 0.01 a 0.30 y para arenas varía de 0.10 a 0.30 (Driscoll, 1986). En acuíferos confinados, el coeficiente de almacenamiento (adimensional) se presenta en el rango de 5×10^{-3} a 5×10^{-5} , por lo que se relaciona con valores de almacenamiento específico de 5×10^{-5} a 5×10^{-7} (1/m) para un acuífero con espesor promedio de 100 m (Freeze y Cherry, 1979).

Con respecto a la cuantificación de estos parámetros, en la región bajo estudio, la información es muy escasa debido a que no existen pruebas de bombeo con pozos de observación. Los valores obtenidos mediante pruebas de horas o días de duración no suelen ser representativos del comportamiento de los acuíferos para tiempos de meses o años. Por tal motivo, el coeficiente de almacenamiento regional reportado ha sido estimado con base en balances hidrogeológicos (SRH, 1970). El valor del almacenamiento para la región de San Luis de la Paz se calculó en 0.0181; para la zona de San José Iturbide – Doctor Mora se estimó en 0.0397; para Laguna Seca se obtuvo 0.0316; para el graben El Refugio, al occidente de San Miguel de Allende fue calculado en 0.0582 y para la región de Atotonilco, se determinó en 0.0286. Posteriormente, este parámetro fue recalculado también con base en balances y se obtuvo un valor de 0.129 para San José Iturbide – Doctor Mora, 0.0605 para Laguna Seca, 0.091 para la zona de Atotonilco y al sur de la ciudad de Dolores Hidalgo se estimó en 0.102 (CNA, 1992).

Por otro lado, los valores de almacenamiento reportados para la región occidental de la cuenca, entre las ciudades de Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende, cuyo rango oscila entre 0.006 a 2×10^{-7} , se consideran subestimados y no son representativos debido al tipo de prueba empleada y a su corta duración (CEASG, 1999). No obstante la existencia de zonas pequeñas con condiciones hidrodinámicas semiconfinadas en la CI, predominan las condiciones hidrodinámicas libres o no confinadas, por lo que ambos parámetros (rendimiento y almacenamiento) resultan equivalentes. Los materiales clásticos con buena permeabilidad que constituyen el acuífero granular, le confieren al acuífero capacidades transmisoras medias, como lo demuestran los caudales específicos de los pozos. El rendimiento específico del acuífero granular varía de 0.01 a 0.20. El acuífero fracturado presenta valores de rendimiento específico altamente variables que están en función del grado de fracturamiento y la conectividad de las fracturas (densidad crítica de fracturamiento, NRC, 1996). Los valores de rendimiento y almacenamiento específicos asignados en el modelo fueron inicialmente establecidos como de 0.20 y 0.05 para los acuíferos granulares y fracturados, respectivamente. La distribución de estos parámetros en el dominio del modelo se realizó conforme a los límites establecidos para la conductividad hidráulica.

8.2.2. CONDICIONES DE FRONTERA

Las tasas y distribución de la evapotranspiración como fue definida en el modelo numérico en régimen estacionario permanecieron sin cambios, al igual que los bordes que habían sido establecidos como fronteras de carga general. En tanto que solamente fueron modificadas las tasas de la recarga, mas no su distribución. Las tasas de recarga para el inicio de la modelación transitoria son equivalentes a las establecidas en el modelo estacionario y fueron incrementadas uniformemente hasta obtener un 10 % más de su valor al final del tiempo de simulación. Esta modificación fue realizada atendiendo al principio de la inducción de la recarga por efecto del bombeo (Ketchum et al., 2000; Manglik y Rai, 2000).

La construcción en 1968 de la presa "Ignacio Allende" en la salida de la cuenca provocó cambios hidrogeológicos importantes de carácter local (Martínez-Luna, 1980). En el modelo transitorio este cuerpo de agua es representado a partir de esa fecha como una condición de frontera tipo II o de Neumann. La razón por la cual fue asignada este tipo de frontera y no fue considerada una condición de tipo I o Dirichlet (carga hidráulica constante) es que a diferencia de los cuerpos superficiales naturales de agua (lagos), la presa es un cuerpo creado artificialmente cuya interacción con el acuífero puede ser muy compleja (Anderson y Cheng, 1993; Cheng y Anderson, 1993, 1994; Winter, 1999). Dicha interacción está controlada por la carga hidrostática y las propiedades hidráulicas de los sedimentos depositados en el fondo del embalse. Se consideraron sedimentos de tipo limo-arcilloso con un espesor promedio de 0.5 m y una conductancia media de $120 \text{ m}^2/\text{d}$ (Calver, 2001). Con la introducción de la presa en el modelo, fue necesario modificar la longitud del Río Laja, acortándolo hasta la entrada de la presa.

8.2.3. CONDICIONES INICIALES

Las primeras observaciones sistemáticas del nivel del agua subterránea fueron realizadas en 1970, es decir más de veinte años después de la perforación de los primeros pozos en la cuenca. Por consiguiente, no existe un mapa potenciométrico, detallado y preciso obtenido a partir de mediciones directas de los niveles del agua subterránea en pozos activos y profundos. Bajo tales circunstancias, se utilizaron como condiciones iniciales, la distribución de las cargas hidráulicas resultantes del modelo numérico estacionario (ver fig. 6.9). La piezometría consignada en ese mapa refleja las condiciones prevalecientes al inicio de la década de los 50's; las isopiezas fueron calibradas con los niveles existentes en pozos antiguos con caudales ínfimos cuya actividad es precedente al pleno desarrollo o explotación del agua subterránea.

8.2.4. DISCRETIZACIÓN TEMPORAL

Los problemas de flujo en régimen transitorio por definición, involucran el cambio en las condiciones de frontera y de otros parámetros hidrológicos a lo largo del tiempo de simulación. Un período de estrés o esfuerzo es definido como un período de tiempo en el cual todos los parámetros del sistema (condiciones de frontera, caudales de extracción, etc.) se mantienen constantes. El período de estrés puede ser subdividido en pasos de tiempo con el fin de aumentar la resolución temporal y obtener resultados en el modelo que correspondan a lapsos específicos de meses, años, etc. Al igual que la discretización espacial (número y dimensiones de celda), la discretización temporal es un factor crítico en la consecución de resultados aceptables. Para el caso particular del problema analizado, el tiempo total de simulación fue establecido en 50 años que corresponde con la explotación histórica del agua subterránea en la cuenca (1950-2000). Se definieron cinco períodos de estrés con pasos de tiempo equivalentes a un año (tabla 8.1). El primer período refleja las condiciones hidrogeológicas sin la presencia del embalse "Ignacio Allende" y comprende de 1951 a 1968. Los períodos subsecuentes fueron especificados considerando los años para los cuales se cuenta con información piezométrica completa.

TABLA 8.1 Discretización temporal (definición de los períodos de estrés) y caudales de extracción simulados.

Período	Bombeo (m ³ /d)	Tiempo (días)	Tiempo (años)	Inicio	Final
0	0	Estado estacionario	No aplicable	No aplicable	1950
1	485.80	6570	18	1951	1968
2	539.78	730	2	1969	1970
3	1,323.45	4015	11	1971	1981
4	1,670.03	4015	11	1982	1992
5	2,182.82	2920	8	1993	2000

8.2.5. CALENDARIZACIÓN DE LAS EXTRACCIONES

El procedimiento para la asignación de caudales de bombeo y la calendarización de las extracciones es una tarea difícil si consideramos el número de usuarios y el lapso de tiempo prolongado en que ha ocurrido la extracción. Resultó sin embargo de gran utilidad la información proporcionada por los propios usuarios del agua a través de los Comités Técnicos del Agua Subterránea (COTAS). Esta información consistió en un censo de aprovechamientos que incluía, entre otros datos técnicos, la fecha de perforación, la profundidad, los caudales y el régimen de operación de los pozos. Con esta información y con la finalidad de conocer la distribución de las extracciones se construyó un mapa de caudales de bombeo (figura 8.1). En esta figura se muestra que gran parte de los pozos tienen caudales que varían de 50 a 100 m³/d y las zonas con mayor intensidad de explotación se localizan al oriente de Dolores Hidalgo y las porciones centrales de los valles de Laguna Seca y San José Iturbide – Doctor Mora. Cabe mencionar que aunque en la figura se muestran todos los pozos, no se cuenta con información que precise la fecha en la que dejaron de operar. Los pozos actualmente inactivos, fueron programados para funcionar durante los primeros periodos de estrés, por lo tanto el número de pozos activos para cada periodo de estrés es variable. En la tabla 8.1 se reportan también los volúmenes de agua subterránea extraída para cada periodo en particular.

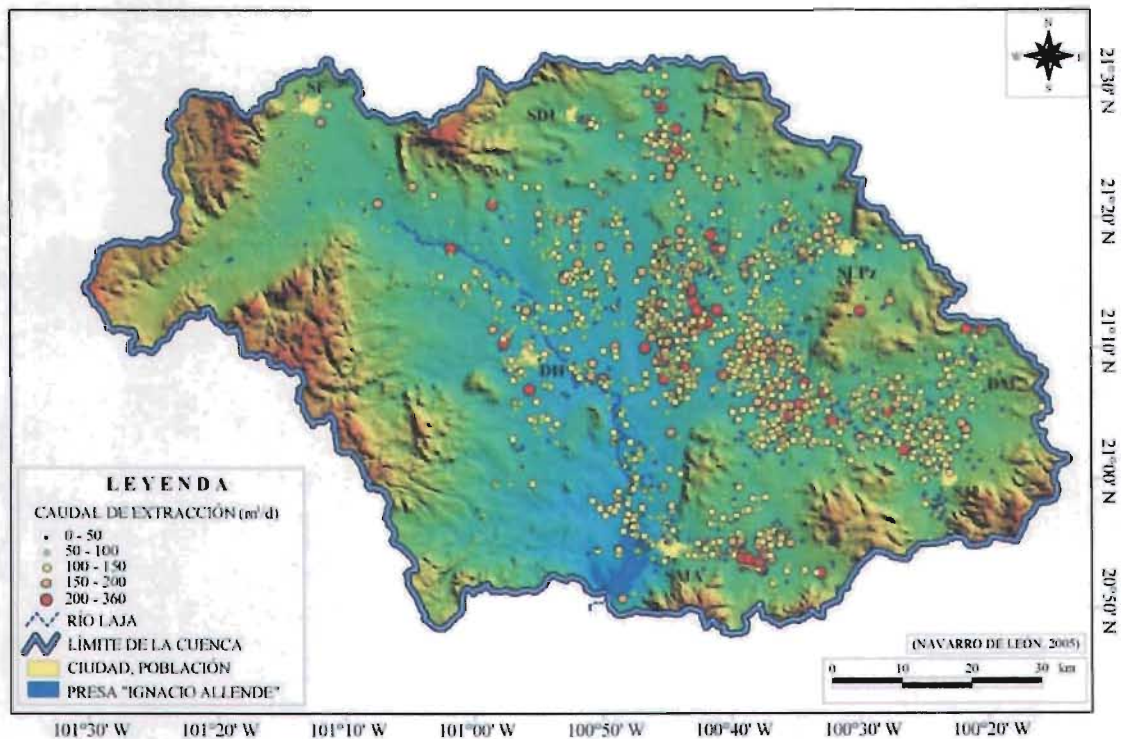


Figura 8.1 Caudales medios de extracción diaria utilizados para la programación de las extracciones en el modelo numérico.

8.2.6. ESTRATEGIA DE SIMULACIÓN

La estrategia de simulación tuvo como finalidad la reproducción de las cargas hidráulicas de la capa superior del modelo, que corresponde al acuífero granular, para los años de 1970, 1981, 1992 y 2000. El enfoque adoptado fue la modelación directa, es decir, con base en los parámetros hidráulicos y las condiciones de frontera establecidos en el modelo, se procedió a reproducir la distribución piezométrica. Se hicieron variar dentro de límites razonables los valores del rendimiento específico así como los caudales de bombeo y su distribución.

8.3. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN TRANSITORIA

8.3.1. CONFIGURACIONES PIEZOMÉTRICAS CALCULADAS

Las configuraciones piezométricas obtenidas con el modelo numérico se presentan en las figuras 8.2 - 8.5, que corresponden al final de los períodos de estrés simulados. Las cargas hidráulicas calculadas para estos períodos se ajustan bastante bien con las observadas, principalmente para aquellas zonas localizadas en las planicies donde el gradiente hidráulico es mínimo. En la figura 8.2 se muestra que en la región de San José Iturbide – Doctor Mora, las cargas hidráulicas en la periferia son ligeramente superiores a los 2110 msnm y en la salida del valle las equipotenciales se presentan en 1950 msnm en promedio. En el centro del valle, las equipotenciales calculadas se encuentran en el rango de 2010 y 2030 msnm. En la región de San Felipe, al pie de la Sierra de Guanajuato se obtuvieron equipotenciales cercanas a los 2150 msnm, mientras que la planicie de este valle está dominada por cargas hidráulicas con alturas de 2050 msnm. En la conexión entre el valle de San Felipe y la región de Dolores Hidalgo, las alturas del nivel estático se determinaron en 2020 msnm, en promedio. En la porción norte de la CI, predominan las equipotenciales con valores superiores a 2000 msnm; en el borde de la cuenca se calcularon alturas del nivel de 2050 msnm. La planicie central de la cuenca que comprende la región de Dolores Hidalgo y el valle de Laguna seca, está delimitada por la equipotencial de 1940 msnm; en esta última zona predominan equipotenciales entre 1915 a 1940 msnm. Las mayores discrepancias entre las cargas hidráulicas observadas y calculadas se obtuvieron en la región de San Diego de la Unión y en el valle de San Luis de la Paz.

La distribución piezométrica simulada para el año de 1981 se presenta en la figura 8.3. Un rasgo característico importante para esta fecha es el hecho que en gran parte de la planicie en el centro de la cuenca, los niveles piezométricos se encuentran por debajo de la cota de los 1900 msnm como sucede en la porción norte del valle de Laguna Seca y la región de Dolores Hidalgo. Por otro lado, la configuración piezométrica presentada para el año de 1992 en la figura 8.4 muestra que se lograron reproducir satisfactoriamente los abatimientos en los valles de Laguna Seca y San Felipe. Similarmente, para el año 2000, las cargas hidráulicas simuladas (figura 8.5) concuerdan con las observaciones aunque se aprecian ligeras desviaciones en la periferia del valle de San José Iturbide – Doctor Mora y en el valle El Refugio donde las cargas hidráulicas calculadas superan a las observadas.

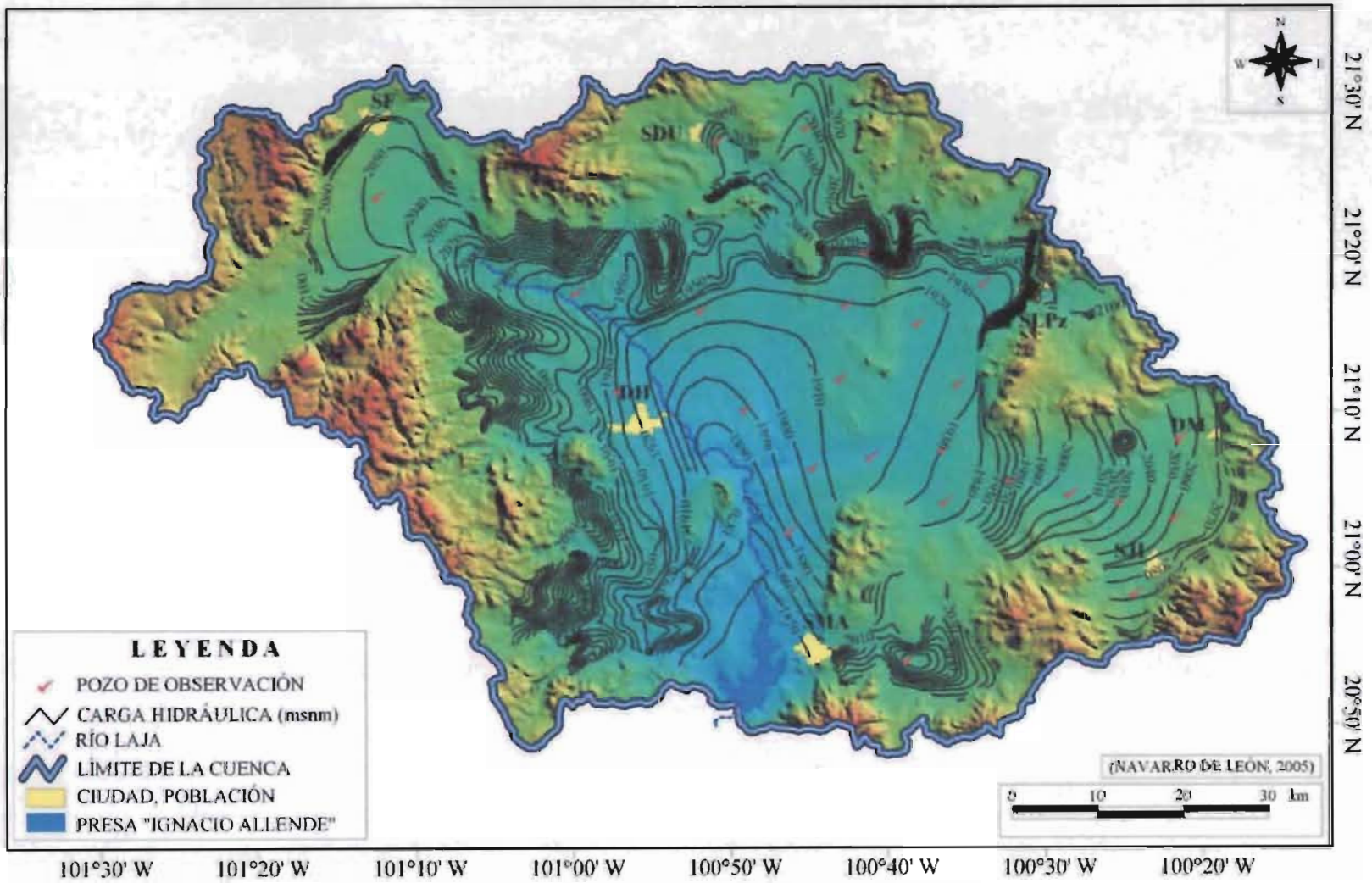


Figura 8.2 Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1970.

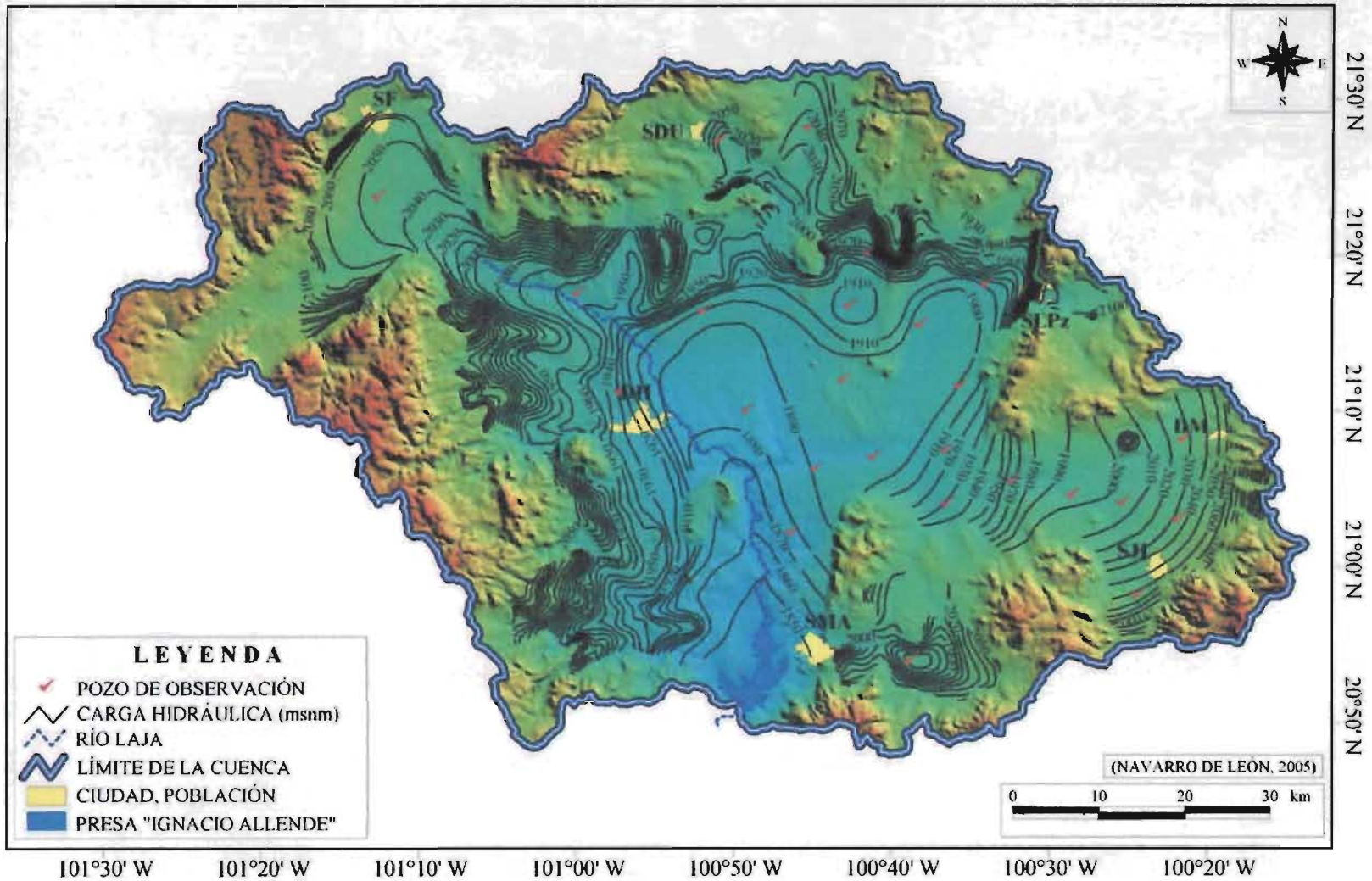


Figura 8.3 Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1981.

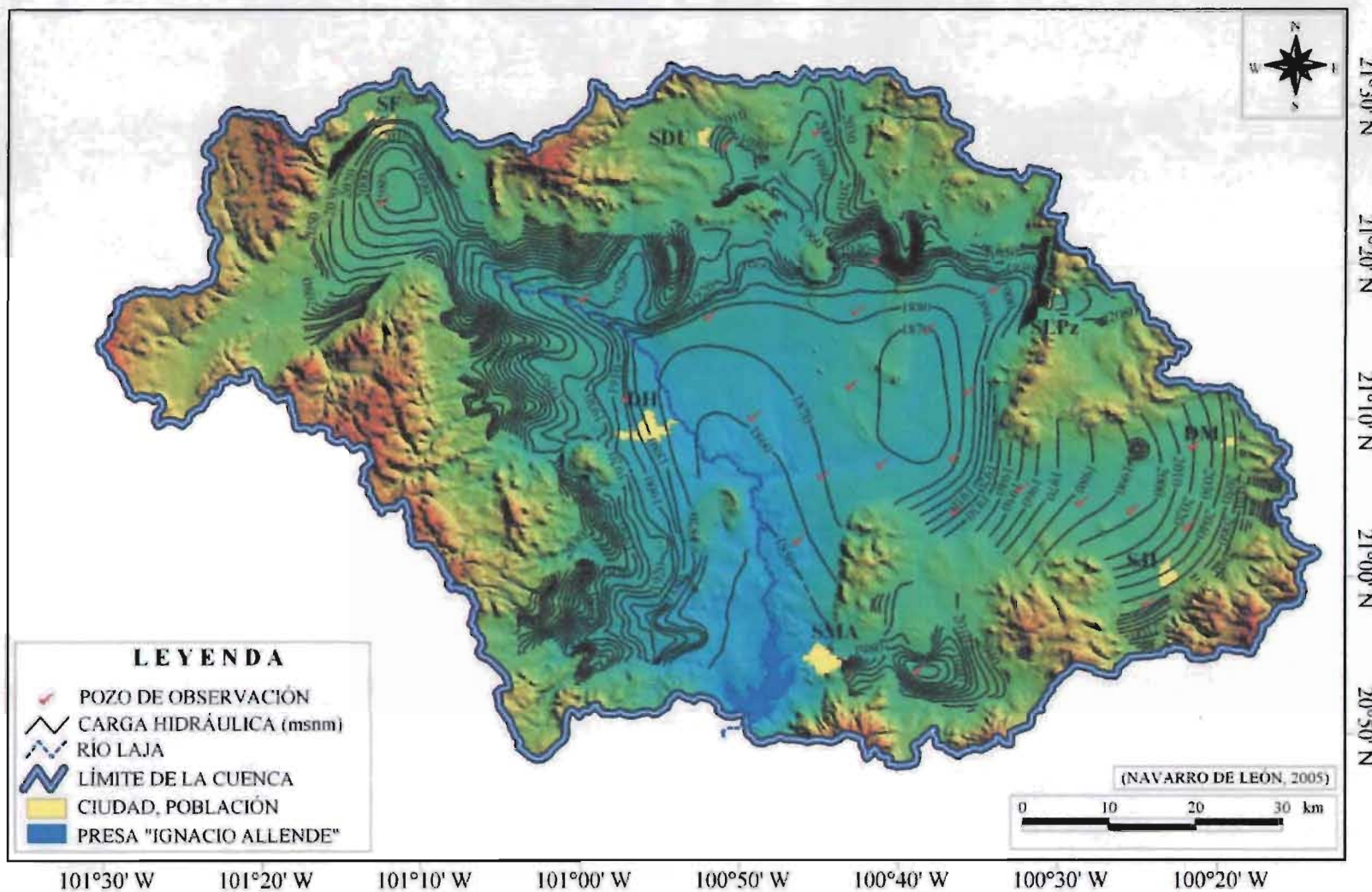


Figura 8.4 Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 1992.

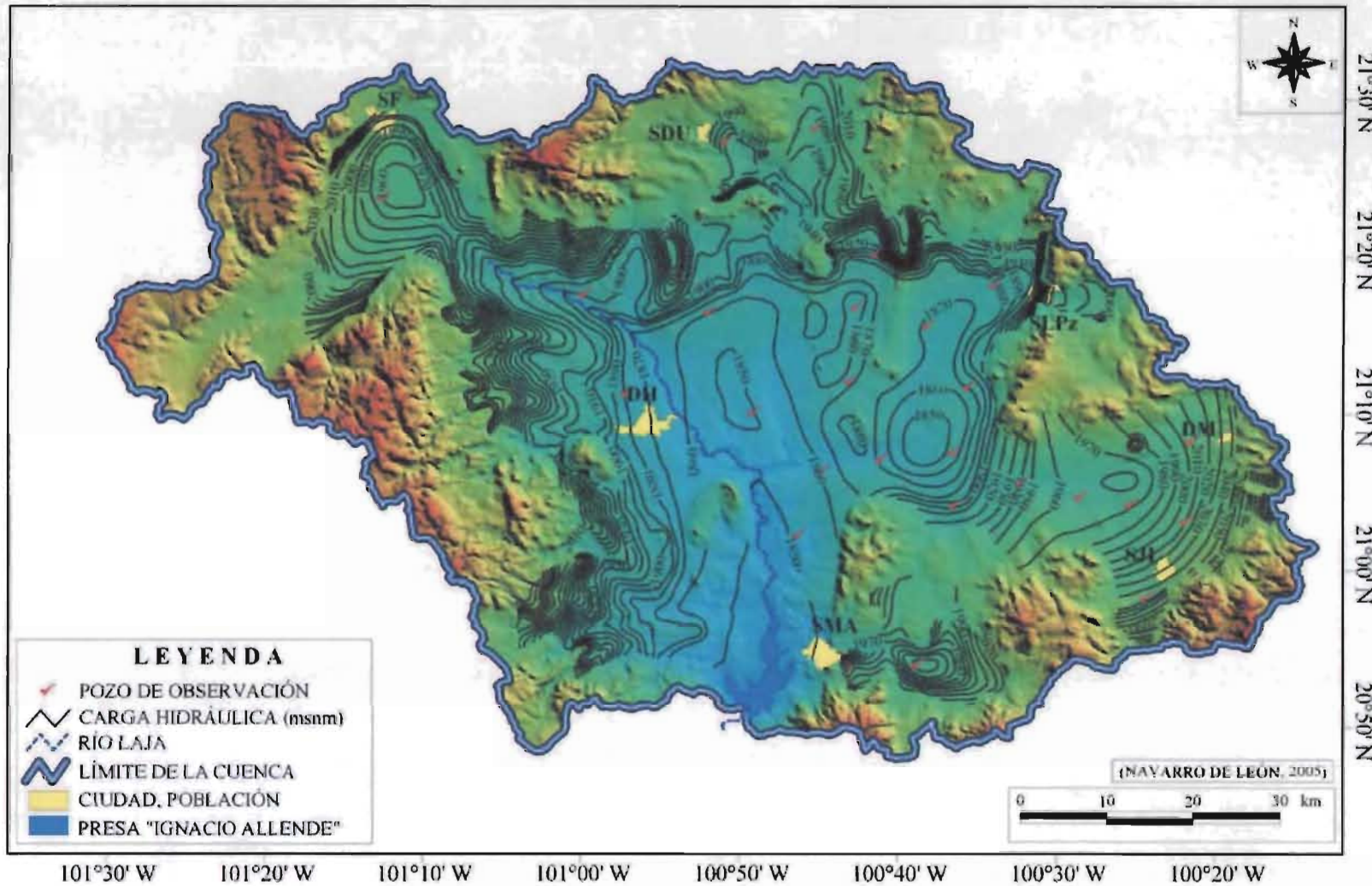


Figura 8.5 Distribución de las cargas hidráulicas calculadas para el año de 2000.

8.3.2. AJUSTE DE PARÁMETROS Y CALIBRACIÓN

Los valores ajustados del rendimiento específico o almacenamiento para el acuífero granular fueron los siguientes: en la región de San Luis de la Paz fue 0.023, en el valle de San José Iturbide - Doctor Mora 0.1094, en la subcuenca El Refugio es 0.0621, en el valle de Laguna Seca 0.0912, en la región de Dolores Hidalgo 0.1238, en la zona de Atotonilco 0.0885, en el valle de San Felipe es de 0.0840 y para la región de San Diego de la Unión el valor ajustado fue 0.12. El modelo brinda buenos resultados cuando al acuífero fracturado se le asignan valores de almacenamiento específico de 0.052 para la región de la Sierra de Pozos, 0.048 para la Sierra del Zamorano, 0.036 para la Sierra de Guanajuato y 0.016 para la Sierra del Cubo. Cabe puntualizar, que no obstante la importancia que reviste la información obtenida, como una primera aproximación a estos parámetros, continúa siendo necesario precisar su magnitud y distribución mediante la realización de pruebas de bombeo de larga duración con pozos de observación.

En la figura 8.6 se presentan las gráficas de calibración para el fin de los períodos modelados (1951-1970, 1971-1981, 1982-1992 y 1993-2000), en las cuales se observa que la dispersión máxima corresponde al año de 1981 mientras que el mejor ajuste se consigue para la simulación en el año 2000. Las mayores discrepancias entre los niveles calculados y observados comúnmente se presentan en los pozos de observación ubicados en el borde del acuífero granular, donde las interferencias con el acuífero fracturado y las condiciones de frontera tienen mayor efecto. Tomando en cuenta la complejidad del modelo, las dimensiones de la región de estudio, el intervalo de tiempo analizado y la cantidad de aprovechamientos simulados, los resultados se consideran aceptables para los propósitos del presente trabajo.

8.3.3. BALANCE DE AGUA SUBTERRÁNEA

8.3.3.1. Balance a Nivel de Cuenca

El incremento continuo en las extracciones de agua subterránea en la CI, de acuerdo con los resultados del modelo transitorio, ha traído consigo cambios importantes en el balance de las aguas subterráneas. De acuerdo con las estimaciones del balance, para el año de 1970 en la cuenca ingresaban 442.63 Mm^3 anualmente de los cuales 330.21 Mm^3 (74.60 %) constituyen la recarga directa. Este incremento en la recarga es el resultado de la inducción debida al bombeo. Las entradas a través de los bordes se estiman en $62.01 \text{ Mm}^3/\text{año}$, lo que equivale al 14.01 % del total. Se determinó además un volumen de recarga a través del río de 49.96 Mm^3 (11.29 %). El volumen tomado del almacenamiento para esta época se calculó en 0.45 Mm^3 (0.10 %). Las salidas fueron cuantificadas en 442.44 Mm^3 distribuidas de la siguiente forma: el volumen extraído a través de pozos profundos fue de 197.02 Mm^3 (44.53 %), las descargas subterráneas se estimaron en 130.09 Mm^3 (29.40 %), a través del río salieron de los acuíferos 94.37 Mm^3 (21.33 %), las pérdidas por evapotranspiración constituyeron un volumen de 13.40 Mm^3 (3.03 %) y se reintegraron 7.56 Mm^3 (1.71 %) al almacenamiento de los acuíferos.

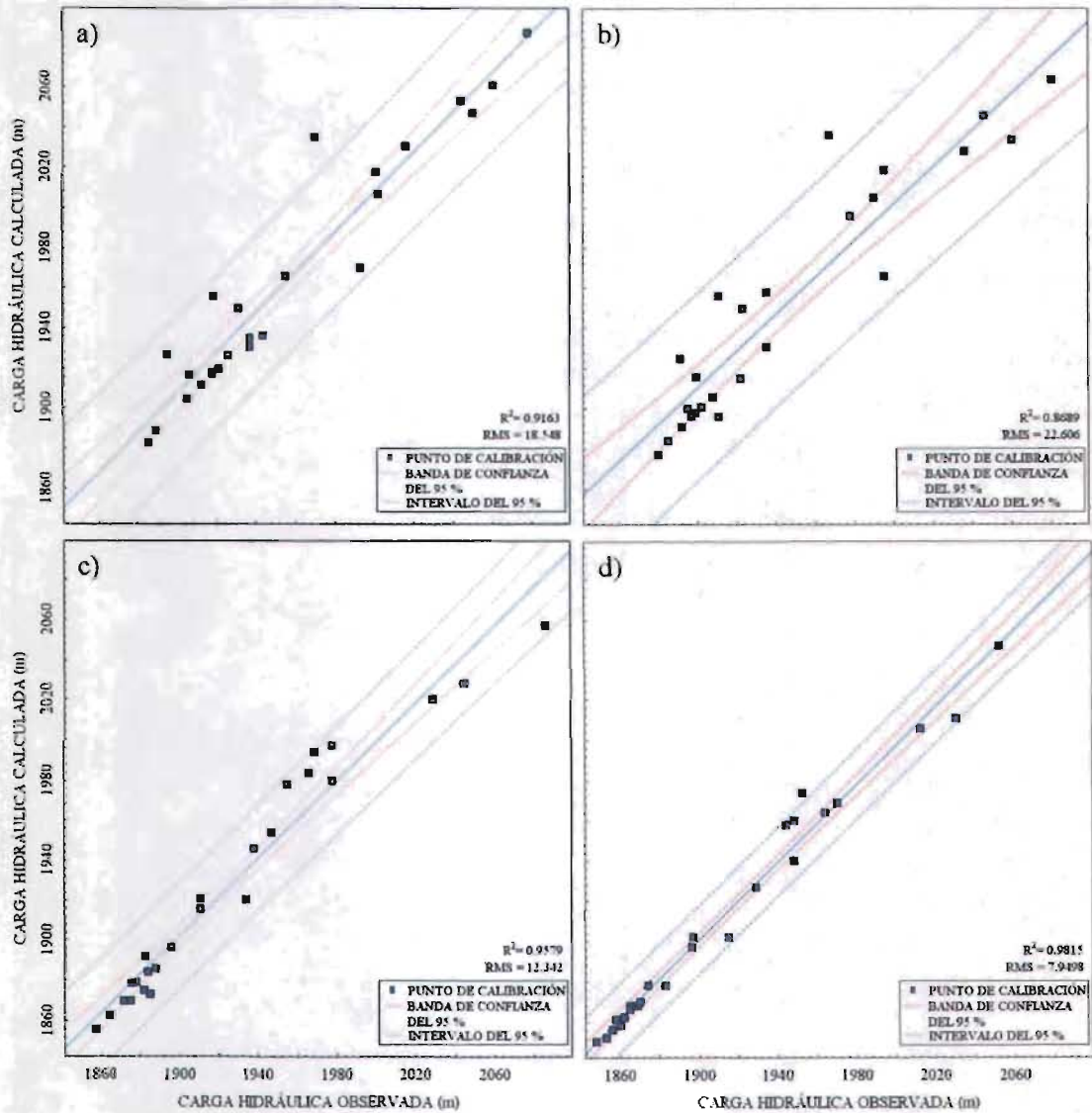


Figura 8.6 Gráficas de calibración para los períodos transitorios modelados correspondientes a los años: a) 1970, b) 1981, c) 1992 y d) 2000. La línea continua es la línea de ajuste obtenida mediante regresión lineal por mínimos cuadrados. Se indica además el coeficiente de correlación lineal (R^2) y el error cuadrático medio (RMS).

En el año de 1981, las entradas totales en la cuenca se contabilizaban en 665.23 Mm³, de los cuales 338.27 Mm³ (50.85 %) correspondían a la recarga directa, ingresaban además en forma lateral 63.13 Mm³ (9.49 %). La recarga a través del río era de 60.52 Mm³ (9.10 %) y del almacenamiento de los acuíferos se tomaban 203.31 Mm³ (30.56 %). Las descargas totalizaban 665.16 Mm³, subterráneamente lo hacían 129.52 Mm³ (19.47 %) y superficialmente hacia el río se descargaban 41.17 Mm³ (6.19 %). Por concepto de evapotranspiración, las pérdidas se calcularon en 10.89 Mm³ (1.64 %) y 0.52 Mm³ (0.08 %) pasaron a formar parte del almacenamiento. El principal componente en la salidas fue la extracción a través de los pozos, cuyo volumen se estimó en 483.06 Mm³ (72.62 %).

El balance hidrogeológico para el año de 1992 indica que el volumen total que ingresaba anualmente en la CI era de 758.04 Mm³, se recargaban directamente 348.16 Mm³ (45.93 %) y lateralmente 64.66 Mm³ (8.53 %). A través del río se recargaban al acuífero 81.33 Mm³ (10.73 %) y del almacenamiento se tomaban 263.89 Mm³ (34.81 %). El volumen total descargado era de 758.25 Mm³, de los cuales 128.97 Mm³ (17.01 %) salían de la cuenca a través del subsuelo, 10.42 Mm³ (1.37 %) se incorporaban a la corriente superficial. Las pérdidas evapotranspirativas ascendían a 9.06 Mm³ (1.20 %) y se almacenaban solamente 0.24 Mm³ (0.03 %). El volumen extraído fue de 609.56 Mm³ (80.39 %).

En el año 2000, las entradas se calcularon en 934.03 Mm³, como recarga directa ingresaron a la zona de estudio 341.33 Mm³ (36.54 %), como recarga lateral 65.31 Mm³ (7.00 %) y a través del lecho del río se infiltraron 114.04 Mm³ (12.21 %). El volumen almacenado en los acuíferos contribuyó con 413.35 Mm³ (44.25 %). Las descargas totales se estimaron en 934.13 Mm³, las salidas subterráneas fueron de 127.91 Mm³ (13.69 %) y al río se aportó un volumen de 0.86 Mm³ (0.09 %). El volumen evapotranspirado fue de 7.01 Mm³ (0.76 %). Al almacenamiento se contribuyó con 1.62 Mm³ (0.17 %). Las extracciones a través de los pozos fueron determinadas en 796.73 Mm³ (85.29%).

La ecuación de balance para el modelo transitorio puede ser escrita como:

$$R_d + R_l + R_r + S_{in} = D_l + D_r + ET + B + S_{out}$$

$$R_d + R_l + R_r + S_{in} - D_l - D_r - ET - B - S_{out} = 0$$

donde:

- R_d = recarga directa,
- R_l = recarga lateral,
- R_r = recarga a través del río,
- S_{in} = almacenamiento,
- D_l = descarga subterránea lateral,
- D_r = descarga hacia el río,
- ET = evapotranspiración,
- B = extracción por bombeo, y

S_{out} = almacenamiento

Por lo que la ecuación de balance para 1970 en Mm^3 es:

$$330.21 + 62.01 + 49.96 + 0.45 - 130.09 - 94.37 - 13.40 - 197.02 - 7.56 = 0.19$$

Para 1981:

$$338.27 + 63.13 + 60.52 + 203.31 - 129.52 - 41.17 - 10.89 - 483.06 - 0.52 = 0.07$$

Para 1992:

$$348.16 + 64.66 + 81.33 + 263.89 - 128.97 - 10.42 - 9.06 - 609.56 - 0.24 = -0.21$$

Para 2000:

$$341.33 + 65.31 + 114.04 + 413.35 - 127.91 - 0.86 - 7.01 - 796.73 - 1.62 = -0.10$$

Es preciso aclarar que en todos los balances además de las incertidumbres asociadas a los parámetros y al esquema de solución adoptado, las discrepancias entre los volúmenes ingresados y egresados se deben también a la acumulación de los errores de redondeo.

8.3.3.2. Balance a Nivel de Subcuenca

Atendiendo al criterio de la subdivisión por zonas o subcuencas descrito en la sección 6.5.6.2 del capítulo VI, en las tablas 8.2 – 8.5 se presenta el balance hidrogeológico detallado por subcuenca para el final de cada período de estrés. La información aquí presentada puede diferir con la que tradicionalmente se ha manejado para las regiones administrativas, las cuales han sido definidas siguiendo criterios geográficos o de otra índole.

El balance presentado en la tabla 8.2 para el año de 1970, indica que el bombeo era intenso en las subcuencas de Laguna Seca, San José Iturbide – Doctor Mora, San Diego de la Unión, pues en conjunto extraían más del 60 % del volumen total ($197.02 Mm^3$). Los volúmenes más bajos (< 2 %) se extraían de las subcuencas de San Felipe y Codornices. Para ese año, las subcuencas de San José Iturbide – Doctor Mora y Los Cuarzos mostraban los primeros indicios de volúmenes tomados del almacenamiento de sus acuíferos ($0.45 Mm^3$), aunque a nivel general se observan mayores volúmenes que ingresan al almacenamiento.

TABLA 8.2 Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1970 (Mm³/año).

SUBCUENCA	S_{in} ¹	REC. DIR. ²	REC. GHB ³	TRANS-FERENCIA ⁴	REC. RÍO ⁵	EN-TRA-DAS	S_{out} ¹	EXT. BOM-BEO	DESC. GHB ³	TRANS-FERENCIA ⁴	DESC. RÍO ⁵	ET	SALI-DAS
1 San Felipe	0.00	58.73	0.00	6.45	0.00	65.19	1.42	3.27	0.95	58.29	0.00	1.23	65.17
2 San Diego	0.00	13.76	6.87	148.55	n.a.	169.18	0.40	42.01	0.00	126.07	n.a.	10.71	169.19
3 Ex-Hda. de Jesús	0.00	1.63	5.28	20.73	n.a.	27.65	0.05	10.43	0.48	16.69	n.a.	0.00	27.65
4 San Luis	0.00	2.56	17.38	3.50	n.a.	23.44	0.08	6.04	0.71	15.31	n.a.	1.30	23.44
5 San José	0.42	25.83	29.97	2.38	n.a.	58.59	1.04	39.74	0.21	16.91	n.a.	0.74	58.65
6 La Joya	0.00	26.86	0.01	17.32	n.a.	44.19	0.50	9.24	0.00	34.40	n.a.	0.00	44.14
7 San Miguel	0.00	8.54	0.00	139.33	1.15	149.02	0.11	6.34	55.24	46.51	38.73	1.99	148.93
8 Codornices	0.00	10.19	0.00	65.98	n.a.	76.17	0.14	0.22	70.34	5.40	n.a.	0.06	76.16
9 La Sauceda	0.00	42.93	0.01	51.01	0.00	93.95	0.92	2.01	0.11	88.20	1.87	0.81	93.93
10 Dolores	0.00	109.38	0.08	85.90	44.98	240.34	2.35	20.02	0.02	213.51	0.00	4.36	240.26
11 Laguna Seca	0.00	12.43	1.00	95.39	n.a.	108.81	0.24	39.81	0.77	76.88	n.a.	0.06	117.76
12 Cuarzos	0.03	9.12	1.42	10.76	n.a.	21.32	0.16	10.86	0.02	10.27	n.a.	0.00	21.32
13 Atotonilco	0.00	8.25	0.00	173.84	3.84	185.93	0.14	7.04	1.22	121.61	53.76	2.14	185.92
CUENCA	0.45	330.21	62.01		49.96	442.63	7.56	197.02	130.09		94.37	13.40	442.44

¹ Volumen tomado de (S_{in}) o cedido al (S_{out}) almacenamiento de los acuíferos.

² Recarga por infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Transferencia o intercambio con subcuencas vecinas.

⁵ Recarga/descarga por el río.

n.a. No aplica.

TABLA 8.3 Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1981 (Mm³/año).

	SUBCUENCA	S _m ¹	REC. DIR. ²	REC. GHB ³	TRANS-FEREN-CIA ⁴	REC. RÍO ⁵	EN-TRA-DAS	S _{out} ¹	EXT. BOM-BEO	DESC. GHB ³	TRANS-FEREN-CIA ⁴	DESC. RÍO ⁵	ET	SALI-DAS
1	San Felipe	2.92	60.17	0.00	6.68	0.00	69.77	0.03	8.17	0.95	59.45	0.00	1.18	69.78
2	San Diego	38.34	14.09	6.89	158.32	n.a.	217.64	0.00	103.36	0.00	113.80	n.a.	0.44	217.60
3	Ex-Hda. de Jesús	12.17	1.67	5.36	24.40	n.a.	43.60	0.00	26.08	0.43	17.09	n.a.	0.00	43.60
4	San Luis	7.15	2.63	17.64	4.05	n.a.	31.46	0.01	14.54	0.68	14.91	n.a.	1.29	31.43
5	San José	54.91	26.46	30.63	2.67	n.a.	114.68	0.00	99.35	0.21	15.08	n.a.	0.00	114.65
6	La Joya	4.28	27.51	0.02	17.09	n.a.	48.90	0.00	20.48	0.00	28.42	n.a.	0.00	48.90
7	San Miguel	2.28	8.75	0.00	126.99	3.49	141.52	0.00	15.85	55.01	45.89	22.85	1.92	141.51
8	Codomices	0.26	10.44	0.00	65.68	n.a.	76.38	0.02	0.55	70.24	5.53	n.a.	0.05	76.38
9	La Saucedá	1.36	43.98	0.01	47.36	0.00	92.71	0.34	5.03	0.12	85.32	1.14	0.78	92.73
10	Dolores	26.78	112.05	0.08	81.30	44.98	265.19	0.11	49.48	0.02	212.30	0.00	3.25	265.16
11	Laguna Seca	37.47	12.73	1.05	103.73	n.a.	154.98	0.00	97.42	0.66	56.81	n.a.	0.02	154.91
12	Cuarzos	6.70	9.34	1.44	13.91	n.a.	31.40	0.01	25.17	0.02	6.22	n.a.	0.00	31.41
13	Atotonilco	8.69	8.45	0.00	127.08	12.05	156.26	0.00	17.59	1.18	118.42	17.19	1.97	156.36
	CUENCA	203.31	338.27	63.13		60.52	665.23	0.52	483.06	129.52		41.17	10.89	665.16

¹ Volumen tomado de (S_m) o cedido al (S_{out}) almacenamiento de los acuíferos.

² Recarga por infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Transferencia o intercambio con subcuencas vecinas.

⁵ Recarga/descarga por el río.

n.a. No aplica.

TABLA 8.4 Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 1992 (Mm³/año).

SUBCUENCA	S_{in}^1	REC. DIR. ²	REC. GHB ³	TRANS-FEREN-CIA ⁴	REC. RÍO ⁵	EN-TRA-DAS	S_{out}^1	EXT. BOM-BEO	DESC. GHB ³	TRANS-FEREN-CIA ⁴	DESC. RÍO ⁵	ET	SALI-DAS
1 San Felipe	4.81	61.89	0.00	6.94	0.00	73.64	0.00	10.62	0.95	60.95	0.00	1.13	73.65
2 San Diego	46.57	14.61	6.86	165.43	n.a.	233.45	0.00	127.94	0.00	105.41	n.a.	0.20	233.54
3 Ex-Hda. de Jesús	14.71	1.75	5.28	27.68	n.a.	49.41	0.00	32.77	0.38	16.40	n.a.	0.00	49.54
4 San Luis	8.65	2.75	17.99	4.46	n.a.	33.85	0.04	18.67	0.65	13.27	n.a.	1.27	33.90
5 San José	79.23	27.23	31.81	3.12	n.a.	141.38	0.00	128.87	0.21	12.31	n.a.	0.00	141.38
6 La Joya	2.58	28.30	0.02	15.68	n.a.	46.58	0.00	21.52	0.00	25.06	n.a.	0.00	46.58
7 San Miguel	2.06	9.00	0.00	113.48	6.77	131.31	0.00	20.60	54.83	44.68	9.33	1.86	131.31
8 Codornices	0.33	10.74	0.00	65.18	n.a.	76.24	0.00	0.71	70.09	5.42	n.a.	0.03	76.26
9 La Saucedá	2.23	45.24	0.01	41.95	0.00	89.43	0.20	6.55	0.12	81.46	0.36	0.74	89.43
10 Dolores	36.98	115.26	0.08	78.05	44.95	275.32	0.00	63.25	0.02	209.92	0.00	2.06	275.25
11 Laguna Seca	44.67	13.11	1.12	109.25	n.a.	168.15	0.00	124.42	0.58	43.16	n.a.	0.00	168.16
12 Cuarzos	8.78	9.61	1.51	17.22	n.a.	37.12	0.00	30.78	0.01	6.31	n.a.	0.00	37.10
13 Atotonilco	12.29	8.69	0.00	87.78	29.61	138.37	0.00	22.87	1.13	111.88	0.73	1.77	138.38
CUENCA	263.89	348.16	64.66		81.33	758.04	0.24	609.56	128.97		10.42	9.06	758.25

¹ Volumen tomado de (S_m) o cedido al (S_{out}) almacenamiento de los acuíferos.

² Recarga por infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Transferencia o intercambio con subcuencas vecinas.

⁵ Recarga/descarga por el río.

n.a. No aplica.

TABLA 8.5 Balance de agua subterránea por subcuencas para el año 2000 (Mm³/año).

SUBCUENCA	S _{in} ¹	REC. DIR. ²	REC. GHB ³	TRANSFERENCIA ⁴	REC. RÍO ⁵	ENTRADAS	S _{out} ¹	EXT. BOMBEO	DESC. GHB ³	TRANSFERENCIA ⁴	DESC. RÍO ⁵	ET	SALIDAS
1 San Felipe	8.71	63.03	0.00	7.23	0.00	78.98	0.00	14.87	0.94	62.11	0.00	1.06	78.98
2 San Diego	73.75	8.13	6.73	173.59	n.a.	262.19	0.01	162.84	0.00	99.27	n.a.	0.07	262.19
3 Ex-Hda. de Jesús	23.70	0.20	4.64	32.64	n.a.	61.18	0.00	44.43	0.23	16.63	n.a.	0.00	61.29
4 San Luis	15.57	0.08	18.56	5.24	n.a.	39.44	0.01	25.39	0.55	12.31	n.a.	1.19	39.44
5 San José	103.25	27.23	32.70	3.13	n.a.	166.32	1.52	156.56	0.20	8.03	n.a.	0.00	166.31
6 La Joya	4.85	28.60	0.03	13.69	n.a.	47.17	0.00	27.88	0.00	19.30	n.a.	0.00	47.17
7 San Miguel	4.68	9.17	0.00	89.29	27.71	130.85	0.00	28.84	54.54	44.84	0.86	1.77	130.85
8 Codornices	0.89	10.94	0.00	64.12	n.a.	75.95	0.00	1.00	69.81	5.13	n.a.	0.01	75.95
9 La Saucedá	5.74	46.08	0.01	33.92	1.24	86.99	0.08	9.16	0.12	77.02	0.00	0.61	86.99
10 Dolores	60.63	117.03	0.08	74.95	44.92	297.62	0.00	87.13	0.02	209.67	0.00	0.80	297.62
11 Laguna Seca	73.43	12.22	0.98	120.45	n.a.	207.07	0.00	168.69	0.44	37.93	n.a.	0.00	207.07
12 Cuarzos	12.80	9.78	1.58	20.28	n.a.	44.45	0.00	37.91	0.01	6.52	n.a.	0.00	44.45
13 Atotonilco	25.33	8.85	0.00	59.62	40.17	133.98	0.00	32.02	1.05	99.40	0.00	1.51	133.98
CUENCA	413.35	341.33	65.31		114.04	934.03	1.62	796.73	127.91		0.86	7.01	934.13

¹ Volumen tomado de (S_{in}) o cedido al (S_{out}) almacenamiento de los acuíferos.

² Recarga por infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Transferencia o intercambio con subcuencas vecinas.

⁵ Recarga/descarga por el río.

n.a. No aplica.

En el año de 1981, el bombeo se acentúa en las subcuencas de San Diego de la Unión en su porción meridional, San José Iturbide – Doctor Mora y Laguna Seca; de cada una se extraen aproximadamente 100 Mm^3 , lo que representa casi un 20 % del volumen total (tabla 8.3). De estas extracciones, una importante cantidad se realizaba a expensas del almacenamiento como lo demuestran los balances en San José Iturbide – Doctor Mora, donde casi el 55 % provenía de este componente; mientras que en las subcuencas anteriormente mencionadas el porcentaje es cercano al 40 %. En 1992, se observa un incremento en las extracciones en la subcuenca de Dolores, como consecuencia de los bajos niveles piezométricos en las subcuencas más explotadas (tabla 8.4). Los balances calculados para el año 2000 confirman esta tendencia (tabla 8.5).

8.3.3.3. Evolución de los Componentes del Balance

Con el propósito de analizar la evolución de los componentes del balance hidrogeológico a lo largo de la explotación del recurso hidráulico se elaboró la gráfica mostrada en la figura 8.7. Se representan con valores positivos a los volúmenes anuales de los componentes que ingresaron como la recarga lateral y directa, el almacenamiento y las infiltraciones por el lecho del río; con valores negativos se indican los componentes que representan salidas como la evapotranspiración, las extracciones por pozos, el flujo subterráneo que sale por las fronteras de la cuenca y las descargas al río. Con excepción de los componentes de recarga/descarga lateral que prácticamente se mantienen constantes, resulta interesante analizar el comportamiento que siguen los otros componentes. Son evidentes los efectos del descenso piezométrico en la participación de los componentes, la recarga directa aumenta a un ritmo casi constante salvo para el último período donde decrece ligeramente. También se favorece la infiltración a través del río, sin embargo se observa que las aportaciones subterráneas al río decrecen sustancialmente hasta llegar a un valor cercano a cero. En concordancia con las observaciones del flujo base que indican que el funcionamiento hidrológico del Río Laja en los últimos años es principalmente de tipo torrencial (ver secciones 3.1, 6.3.3.3 y 7.3.3. de los capítulos III, VI y VII, respectivamente).

Por otra parte, el acelerado ritmo del bombeo ha provocado que desde 1970, las extracciones se hagan con cargo al volumen de almacenamiento en ambos acuíferos; como es evidente en la forma de las curvas de ambos parámetros que describen un patrón de comportamiento casi simétrico. El volumen recargado ha resultado insuficiente para satisfacer las extracciones, ya que de acuerdo con la gráfica las extracciones en 1978 sobrepasaron los 430 Mm^3 anuales. Bajo esta situación, para compensar los déficits cada vez se ha tenido que recurrir a tomar mayores volúmenes del almacenamiento de los acuíferos. En 1996, los volúmenes extraídos o tomados del almacenamiento sobrepasaron la recarga directa y para el año 2000 son casi equivalentes al volumen total que ingresaba en la cuenca en 1950. La magnitud de los efectos del bombeo se puede visualizar mediante los cambios en el volumen de tomado del almacenamiento.

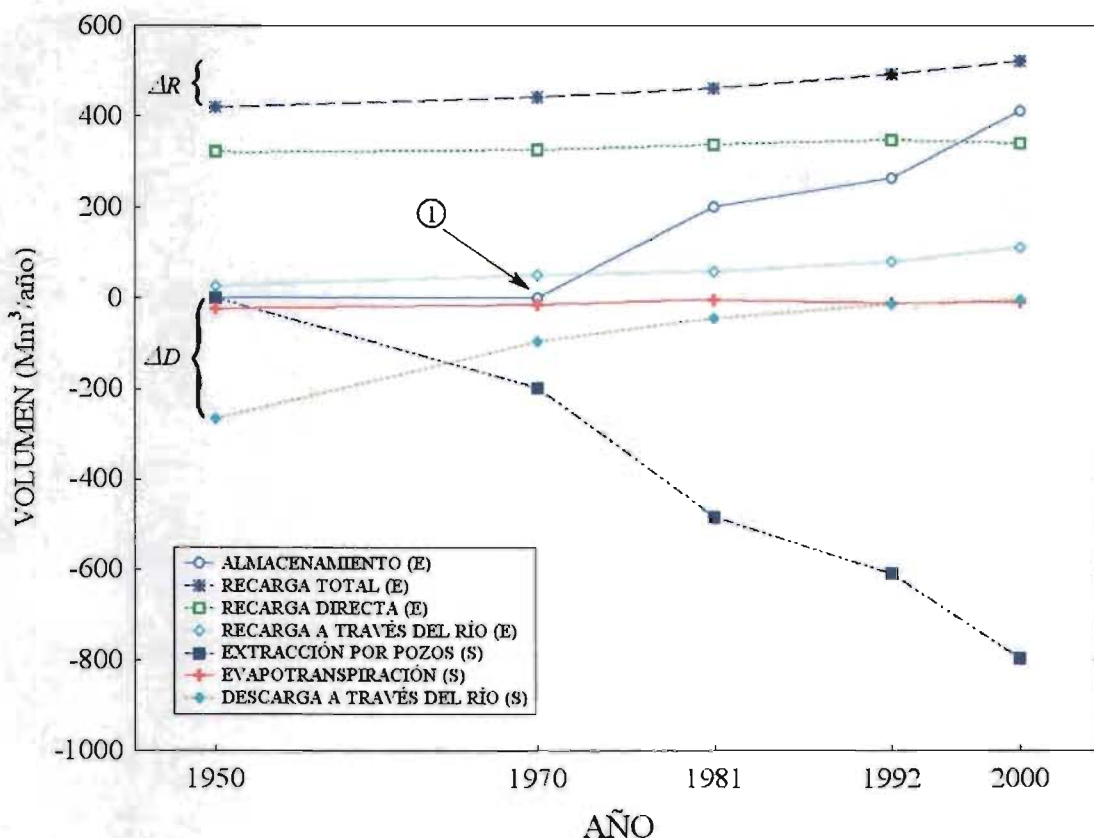


Figura 8.7 Evolución de los componentes del balance hidrogeológico obtenidos con el modelo numérico en estado transitorio. El bombeo a través de pozos llega a ser el principal componente de las salidas y se realiza principalmente con cargo al almacenamiento de los acuíferos a partir de 1970 (punto 1). El volumen de la captación ($\Delta R + \Delta D$) se reduce gradualmente conforme aumenta la explotación.

En el primer caso, de acuerdo con el balance para el año de 1970 el almacenamiento mostraba ligeras variaciones ($7.11 \text{ Mm}^3/\text{año}$), posteriormente se incrementaron los volúmenes tomados del almacenamiento a $202.79 \text{ Mm}^3/\text{año}$ para 1981, $263.65 \text{ Mm}^3/\text{año}$ para 1992 y $411.73 \text{ Mm}^3/\text{año}$ para el año 2000. Esto indica que el período de 1981 al 2000, el volumen extraído del almacenamiento se duplicó y para toda la historia de explotación, el almacenamiento ha cambiado en promedio a un ritmo de $8.38 \text{ Mm}^3/\text{año}$. El período en que mayor efecto tuvo la extracción sobre este parámetro es 1971-1981 con una pérdida del almacenamiento a razón de $19.08 \text{ Mm}^3/\text{año}$. La explotación intensiva ha provocado la desaturación de aproximadamente un 35 % del volumen total (teóricamente drenable) del acuífero granular, de acuerdo con el cálculo volumétrico obtenido de la configuración espacial del acuífero y el rendimiento específico. Sin embargo, la situación es aún más crítica si consideramos que no es técnicamente viable ni económicamente costeable el drenado completo del acuífero principal.

8.4. SUSTENTABILIDAD Y TASAS DE EXTRACCIÓN SUSTENTABLE

La sustentabilidad de los sistemas hidrogeológicos es un problema sumamente complejo, en el que inciden múltiples factores de índole diversa (ASCE, 1998). No obstante su complejidad, la sustentabilidad de acuerdo con Das Gupta y Onta (1997) y Loucks (2000), está regida por dos principios básicos que son la *equidad* y la *responsabilidad intergeneracional*. A partir de estos principios se destacan dos aspectos importantes: el equilibrio y la renovabilidad de los sistemas hidrogeológicos. El primer aspecto se basa en el análisis de las captaciones y sus efectos en el equilibrio del sistema procurando que la explotación y manejo del recurso conlleven a su uso racional y equitativo. En el segundo aspecto, el conocimiento de la capacidad del sistema hidrogeológico para renovarse y garantizar su disponibilidad a las generaciones futuras, está orientado al análisis de las variables en los extremos del sistema (entradas y salidas). Considerando ambos aspectos, el desarrollo sustentable de los recursos hídricos depende de la disponibilidad y uso del recurso (capacidad y respuesta de los sistemas hidrogeológicos) así como de su interacción con el desarrollo de otros recursos como el agua superficial y el suelo.

Bredehoeft (2002) plantea la necesidad de realizar una revisión minuciosa del paradigma tradicional del análisis y manejo de los recursos hidráulicos. Este paradigma está basado en el cálculo del balance hidrológico anual, en donde la estimación del volumen de la recarga es un parámetro imprescindible. Sin embargo, este enfoque ha sido severamente cuestionado y hasta desacreditado pues no basta sólo con conocer la recarga y la magnitud de los otros parámetros involucrados en el balance. Es preciso un conocimiento profundo sobre la capacidad de respuesta de los sistemas cuando es modificado su equilibrio natural. Las bases de este concepto no son nuevas, pues ya en 1940, Theis consideraba que el parámetro de la recarga no es el factor determinante en la respuesta del acuífero bajo una explotación a largo plazo. Posteriormente se publicaron otros trabajos, aunque poco conocidos como el de Brown (1963) y Bredehoeft et al., (1982) en este mismo sentido. No obstante, persiste la idea de que si uno puede estimar la recarga de un sistema hidrogeológico, entonces es posible determinar la magnitud de la sustentabilidad del recurso. A esta idea Bredehoeft (2002), le ha llamado “el mito del balance” y al igual que Sophocleous (2000a) han retomado los enunciados vertidos por Theis (1940). El concepto erróneo del “mito del balance” ha persistido hasta hoy, favorecido por las simplificaciones en las que está basado pues asume que los sistemas hidrogeológicos son sistemas direccionales fijos, es decir que la transferencia de masa solamente se dá en ciertas direcciones, cuando en realidad los sistemas hidrogeológicos son de interacción compleja cuyo comportamiento puede ser variable dependiendo de las condiciones y de las perturbaciones a que es sometido (Devlin y Sophocleous, *en prensa*).

Bajo el nuevo enfoque, se establece que el manejo sustentable del agua subterránea depende en gran medida de la cantidad de descarga que, mediante el desarrollo, puede ser “capturada o captada” del sistema. La captura es independiente de la recarga y depende de la respuesta dinámica del sistema acuífero a la explotación. El concepto de captura ha sido definido consistentemente por Lohman (1972a) como “la suma de las reducciones de la descarga más los aumentos en la recarga” que resultan de la alteración del sistema

hidrogeológico por efecto del bombeo. Pero, ¿cómo determinar la captura o las tasas de extracción sustentable que pueden ser mantenidas indefinidamente sin llevar al minado o agotamiento a un acuífero?. Bien vale la pena examinar lo expuesto por Bredehoeft (2002) y Devlin y Sophocleous (*en prensa*) sobre el análisis y derivación de las ecuaciones del balance para determinar las tasas de extracción sustentable y aplicarlas al presente caso de estudio. Bredehoeft (2002) propone la siguiente ecuación:

$$(R_0 + \Delta R_0) - (D_0 + \Delta D_0) - P + \frac{dV}{dt} = 0 \tag{8.1}$$

donde R_0 es la tasa de recarga virgen o natural (antes del desarrollo del bombeo) en (L^3/T), ΔR_0 es el cambio en la tasa de recarga virgen ocasionada por el bombeo (L^3/T), D_0 es la tasa de descarga virgen o natural, ΔD_0 es el cambio en la tasa de descarga virgen debida al bombeo (L^3/T), P es la tasa de extracción (L^3/T) y dV/dt es la tasa de remoción del almacenamiento del acuífero (L^3/T). Despejando la ecuación en términos de extracción se tiene:

$$P = (R_0 + \Delta R_0) - (D_0 + \Delta D_0) + \frac{dV}{dt} \tag{8.2}$$

La ecuación 8.2 sería aplicable para el primer período de estrés en el modelo numérico en estado transitorio y en este caso es condición indispensable conocer el valor de la recarga bajo condiciones naturales. Sin embargo, para los siguientes períodos se utilizan únicamente las variaciones relativas de la recarga y la descarga, de acuerdo con el razonamiento expuesto por Devlin y Sophocleous (*en prensa*), con lo que se evita el valor inicial de la recarga. La ecuación de captura entonces se expresa como:

$$P = (\Delta R_0 - \Delta D_0) + \frac{dV}{dt} \tag{8.3}$$

La ecuación 8.3 puede simplificarse aún más si se asumen condiciones estacionarias en cada uno de los períodos analizados, eliminando así el último término. Los resultados obtenidos con el modelo numérico se sustituyen en la última ecuación para obtener la tasa de extracción sustentable para 1970 en $Mm^3/año$:

$$P = (442.18 - 419.71) - [-287.62 - (-107.77)] + 0.45$$

$$P = 202.77 \text{ Mm}^3/año$$

El resultado es muy cercano a la extracción calculada para ese año, lo que confirma lo determinado con el modelo, que entonces todavía no se llevaba a cabo el minado del acuífero (ver figura 8.7). A medida que se explota el acuífero, las tasas de extracción sustentable se reducen de manera similar a las descargas del río. Esta situación se mantuvo hasta principios de los 90's y desde entonces ocurre el minado de los acuíferos. Es evidente, con estos resultados, que el desarrollo y manejo del agua subterránea en la CI, no ha atendido los principios de sustentabilidad mencionados al inicio de este apartado.

8.5. EXPLOTACIÓN SOSTENIBLE VS. EXPLOTACIÓN SUSTENTABLE

Aunque a simple vista los términos de extracción sostenible y extracción sustentable parecerían ser muy similares y semánticamente indistinguibles, se trata sin embargo de dos conceptos completamente diferentes. El primer término, como lo han expresado algunos autores (Bouwer, 1978; Todd, 1980), está basado en el concepto de rendimiento seguro (*safe yield*), el cual fue definido por primera vez por Meizner (1920) como “la tasa de extracción de agua subterránea que puede mantenerse año tras año sin agotar la fuente de abastecimiento para posteriores generaciones”. Esto representa un balance alcanzado y mantenido en el largo plazo entre la cantidad de agua subterránea anualmente extraída y la cantidad anual recargada. El grado con el que se practica la política del rendimiento seguro está en función de los efectos adversos que el bombeo tiene sobre aspectos sociales, económicos, políticos y ambientales del desarrollo. No obstante, esta política de manejo ha demostrado en todos los casos que en el mediano y largo plazo, los efectos negativos surgen incluso mucho antes de alcanzar los volúmenes de la recarga. Los aspectos en los que está basado este criterio son altamente subjetivos, lo que trae como consecuencia que el fenómeno de sobreexplotación del agua subterránea continúe siendo a su vez un concepto elusivo y carente de una definición precisa (Custodio, 2002). La política de manejo basada en el rendimiento seguro ha venido recibiendo serios cuestionamientos de renombrados hidrogeólogos como por ejemplo Theis (1940), Kazmann (1956), Lohman (1972b), Bredehoeft et al., (1982) y recientemente Bredehoeft (1997, 2002), Sophocleous (1997, 1998, 2000b) y Devlin y Sophocleous (*en prensa*).

Por otra parte, el concepto de extracción sustentable está basado en los volúmenes de la captura que a diferencia del rendimiento seguro, se trata de un parámetro dinámico y cuantificable. De acuerdo con Theis (1940), el agua extraída artificialmente de un acuífero puede obtenerse de tres maneras: por una reducción del volumen del almacenamiento, por una disminución de la descarga o por un incremento en la recarga. Por lo que para mantener las reservas de un acuífero intactas, como condición *sine qua non* para la conservación duradera del recurso y por lo tanto del manejo sustentable, se requiere que la política de manejo solamente considere como recurso utilizable las dos últimas formas de explotación. Con esto tendríamos entonces que para una explotación sustentable, las extracciones deberán ser con cargo a una reducción de la descarga y/o un incremento en la recarga, es decir la *captura*.

La ecuación propuesta por Bredehoeft (2002), donde el balance para el desarrollo sustentable debe darse equilibrando las tasas de extracción con las tasas de captura se apega a la definición clásica del manejo sustentable de un recurso. Para cumplir con el concepto de sustentabilidad, “el recurso debe explotarse preservando su uso para las generaciones venideras” por lo que entonces el término del cambio de almacenamiento en la ecuación de balance debería ser cero.

El análisis comparativo de la disponibilidad media anual a lo largo de la historia de explotación en la cuenca resulta un tanto difícil debido a los siguientes factores: (a) los estudios realizados por la CNA han sido elaborados considerando a la Cuenca de la Independencia como dos regiones hidrológico-administrativas conocidas como Cuenca de Laguna Seca y Cuenca Alta del Río Laja, por lo que los límites de ambas regiones y la región del tema de tesis no son coincidentes; (b) los volúmenes estimados de la recarga son inconsistentes en el tiempo y según diversos estudios la recarga varía hasta en un 110 % en el lapso de algunos años, lo cual es poco creíble; (c) la recarga ha sido estimada partiendo de coeficientes de infiltración para los diferentes tipos de suelo, el problema aquí es que no toda la infiltración se puede considerar como recarga; (d) se asume que no existen salidas subterráneas, lo cual contradice el principio de continuidad hidráulica; (e) los volúmenes del cambio de almacenamiento se obtienen cubicando espesores saturados del acuífero granular, sin embargo no existe un control hidroestratigráfico (espesores y configuración tridimensional de las unidades). No obstante lo anterior, la disponibilidad media calculada según la norma NOM-011-CNA-2000 (CNA, 2000b) para el año 2000 en las dos regiones hidrológico-administrativas se presenta en la tabla 8.6:

TABLA 8.6 Disponibilidad media anual de las cuencas Laguna Seca y Alto Laja (CNA 2000c, 2002b).

Región hidrológica-administrativa	Recarga (Mm ³ /año)	Volumen concesionado (Mm ³ /año)	Disponibilidad (Mm ³ /año)
Laguna Seca	128.50	139.50	-11.00
Alto Laja	139.71	184.92	-45.21
Total	268.21	324.42	-56.21

El volumen extraído, sin embargo, sobrepasa en casi el doble el volumen concesionado (~760 Mm³/año) de acuerdo con las tendencias mostradas en la página 119 de la tesis. Se reconoce en ambos estudios de CNA (2000c, 2002b) que la disponibilidad es negativa en términos del balance. Este cálculo de la disponibilidad está basado en el volumen de la recarga (rendimiento seguro o extracción sostenible) discutido anteriormente.

En contraste, el cálculo de la disponibilidad bajo el criterio de captura se obtiene empleando los resultados del modelo numérico en estado estacionario y transitorio. La ecuación de balance para condiciones previas a la explotación vendría dada por el modelo estacionario descrito en el capítulo VI y sería:

$$R_d + R_l + R_r = D_l + D_r + ET$$

$$R_d + R_l + R_r - D_l - D_r - ET = 0$$

donde:

- R_d = recarga directa,
- R_l = recarga lateral,
- R_r = recarga a través del río,
- D_l = descarga subterránea lateral,
- D_r = descarga hacia el río,
- ET = evapotranspiración,

Esta condición del sistema hidrogeológico podría ubicarse temporalmente en el año de 1950 (en $Mm^3/año$):

$$322.14 + 69.54 + 28.06 - 132.12 - 264.95 - 22.67 = 0$$

Añadiendo los términos de extracción por bombeo y almacenamiento a las ecuaciones anteriores tendremos las ecuaciones de balance en estado transitorio descritas en la sección 8.3.3.1. Ahora bien, el volumen total de la recarga y descarga virgen, es decir antes del bombeo sería para 1950 de:

$$\text{Recarga virgen, } R_v = 419.74 \qquad \text{Descarga virgen, } D_v = 419.74$$

Con lo que el sistema se mantiene en equilibrio. Una vez iniciada la explotación tendríamos:

En 1970:	Recarga = 442.18;	Descarga = 245.42
En 1981:	Recarga = 461.92;	Descarga = 182.10
En 1992:	Recarga = 494.15;	Descarga = 148.69
En el 2000:	Recarga = 520.68;	Descarga = 137.40

Aplicando la ecuación de captura descrita en Devlin y Sophocleous (*en prensa*), los volúmenes de captura (V_c) se obtienen a partir de los cambios en la recarga (Δ_R) y la descarga (Δ_D), con lo que serían entonces:

Año 1970	$\Delta_R = 22.44,$	$\Delta_D = 174.32,$	$V_c = 196.76$
Año 1981	$\Delta_R = 19.74,$	$\Delta_D = 63.32,$	$V_c = 83.06$
Año 1992	$\Delta_R = 32.23,$	$\Delta_D = 33.41,$	$V_c = 65.64$
Año 2000	$\Delta_R = 26.53,$	$\Delta_D = 11.29,$	$V_c = 37.82$

En la figura 8.8 se presentan los volúmenes anuales de los componentes del balance como recarga, descarga, captura, extracción y cambio negativo en el almacenamiento. En el punto 1 donde se consideran las condiciones iniciales o estacionarias, la recarga es equivalente a la descarga. En el año de 1970, todo el volumen extraído por bombeo es tomado del volumen de captura (la mayor parte del volumen, 88.6 %, proviene de una reducción de la descarga, y el resto del aumento en la recarga). Para ese año se consideraba

que la extracción se mantenía dentro de un criterio de explotación sustentable, pues no se tomaban todavía volúmenes del almacenamiento. Sin embargo, al continuar en ascenso los volúmenes de extracción y sobrepasar los volúmenes de la captura, el sistema para conservar su equilibrio tuvo que ceder volumen de su almacenamiento a partir de 1970. En el año de 1981, aproximadamente el 42 % del volumen extraído era tomado del almacenamiento, ocasionando una reducción importante en el volumen de captura. Los volúmenes de captura tienen a reducirse a medida que transcurre el bombeo como respuesta natural del sistema a la perturbación que representa la extracción. La intersección de las líneas de extracción y recarga en el año de 1988 demuestra que ya una parte importante de la extracción era sufragada por el almacenamiento con lo que es evidente que la extracción sostenible carece de validez para el manejo en el largo plazo. El futuro de la cuenca se vislumbra como una estabilización de todos los parámetros, los bombeos no podrán mantenerse en forma creciente y tenderán a estabilizarse o reducirse cuando se alcancen profundidades prohibitivas desde el punto de vista económico y/o de calidad del agua.

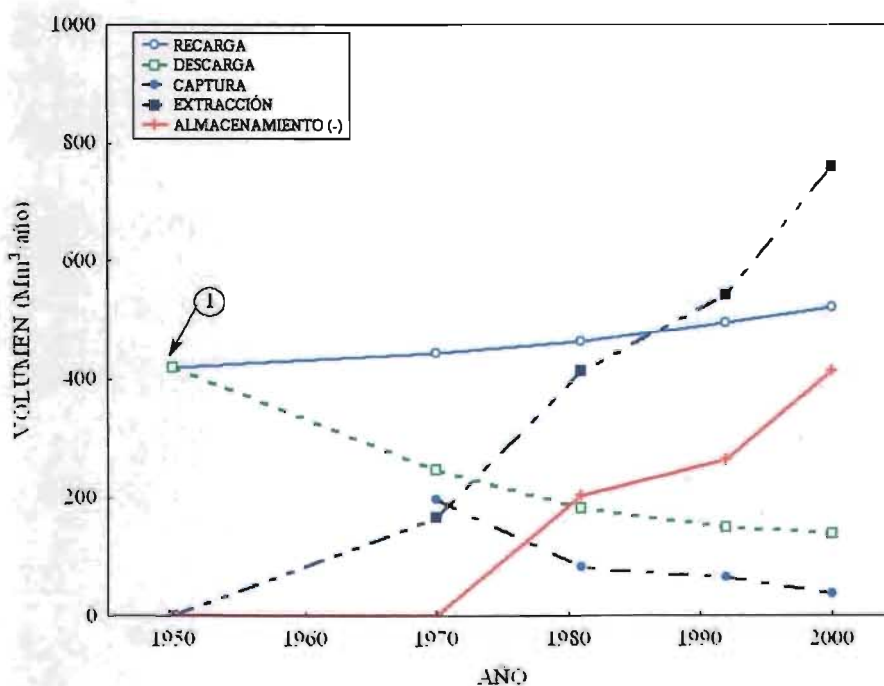


Figura 8.8 Evolución de los volúmenes de captura durante la explotación histórica. En el punto 1, considerado como el inicio de la explotación, los volúmenes de la recarga son equivalentes a los de descarga (sistema en equilibrio). Durante el periodo 1950-1970, la extracción se realizaba con cargo a los volúmenes de descarga y en los años subsiguientes la explotación se hizo a partir de las reservas de los acuíferos (volumen de almacenamiento).

Es evidente que los volúmenes de explotación empleando el criterio de explotación sustentable están muy por debajo de los obtenidos considerando un rendimiento seguro. Un sistema que es dinámico no puede ser manejado con un criterio basado en un parámetro estático y además ambiguo como el rendimiento seguro. En la gran mayoría de los casos se ha sobreestimado la capacidad productiva de los sistemas hidrogeológicos y por consiguiente el problema de la sobreexplotación se ha convertido en un problema generalizado. En la explotación a largo plazo, los volúmenes recargados y descargados irán cambiando de acuerdo con el régimen de extracción, por lo que los volúmenes de extracción sustentable serán dinámicos y es aquí donde los modelos hidrogeológicos jugarán un papel importante en la evaluación del problema de manejo y en la toma de decisiones. Está claro que la recarga inducida no podrá aumentar indefinidamente a medida que transcurre el bombeo y por otro lado, deberán también mantenerse caudales mínimos ecológicos en las corrientes superficiales (descarga natural comprometida). Esto representa el nuevo paradigma en el manejo de los recursos hidráulicos para el siglo XXI.

8.6. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO

La aplicación del modelo numérico de flujo en estado transitorio permitió comprender y cuantificar la respuesta del sistema hidrogeológico, incluyendo algunos de los efectos anteriormente mencionados. Se logró reproducir la evolución de los niveles del agua subterránea e identificar las zonas o subcuencas con descensos piezométricos críticos. Se analizó además la capacidad de los acuíferos para almacenar el agua y se evaluó el comportamiento de los componentes del balance hidrogeológico a lo largo de la historia de explotación. De acuerdo con el modelo transitorio calibrado, las perturbaciones debidas al bombeo no se dieron de manera uniforme, sino que iniciaron aproximadamente en 1955 en la región de Laguna Seca y posteriormente se extendieron a Dolores Hidalgo y a San José Iturbide – Doctor Mora. El análisis de la evolución piezométrica regional indica que el descenso siguió tres patrones de comportamiento: (a) descenso constante (0.6 m/año) como ocurrió en las subcuencas de San Luis de la Paz, San Diego de la Unión y El Refugio; (b) un descenso acelerado seguido de una notable desaceleración con tendencia a la estabilización como sucedió en la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora, y (c) un descenso inicial moderado pero seguido de un importante aumento en la velocidad de abatimiento en las últimas décadas, principalmente en las subcuencas de Laguna Seca, Dolores Hidalgo y San Felipe. El descenso piezométrico se caracterizó por el desarrollo de grandes conos de abatimiento de hasta 130 m de profundidad en el centro de la cuenca, en el oriente y el sureste. El modelo matemático mostró que el acuífero granular posee una capacidad de almacenamiento 3 veces superior a la del acuífero fracturado.

La evolución de los componentes del balance hidrogeológico durante la etapa de explotación muestra que ocurrió un 20 % de incremento en el volumen total de la recarga, esta inducción fue provocada por el bombeo. Se favorece también la infiltración a través del río, sin embargo debido a la magnitud de la extracción, las aportaciones provenientes de los acuíferos decrecen sustancialmente. Esta reducción en el flujo base del río concuerda con las observaciones e indican que su funcionamiento hidrológico será ya de tipo

torrencial, es decir, el río solo tendrá caudales importantes durante la época de lluvias. El volumen recargado ha resultado insuficiente ante los ritmos de extracción acelerados, esto ha provocado que desde 1970 se tenga que tomar agua que fue recargada y almacenada durante miles de años. De acuerdo con el balance obtenido, para el año de 1970 el cambio en el almacenamiento mostraba ligeras variaciones ($7 \text{ Mm}^3/\text{año}$), en 1981 se tomaban anualmente $202 \text{ Mm}^3/\text{año}$, en 1992 eran $264 \text{ Mm}^3/\text{año}$, y en el 2000 la tasa de reducción era de $412 \text{ Mm}^3/\text{año}$. El modelo indica la velocidad con la que se está haciendo uso de estas reservas (agotamiento del recurso), por ejemplo en 1978 los volúmenes extraídos sobrepasaron los volúmenes de recarga anual en los acuíferos, desde el 2000 el sistema ha cedido de su almacenamiento anualmente una cantidad equivalente a la recarga total anual. Esto comprueba que es incorrecto el criterio tradicional que define a la disponibilidad del agua subterránea en función de la relación recarga/extracción. La capacidad de almacenamiento del acuífero granular se ha ido mermando debido a la desaturación causada por la extracción. La explotación desmedida o mejor dicho, la depredación del recurso ha llevado a la pérdida de casi el 35 % de las reservas del acuífero granular, comprometiendo severamente el bienestar y desarrollo futuro de las generaciones venideras. En estos términos, es muy difícil hablar de un manejo sustentable del agua subterránea y aún más de sustentabilidad en el amplio sentido del concepto. La posibilidad de mantener tasas de extracción sustentable basadas en la captación, es decir en las diferencias de la recarga y la descarga, se fue reduciendo gradualmente en los últimos 30 años, hasta ser prácticamente nulas en el año 2000. Actualmente la explotación del agua subterránea se ha convertido en sinónimo de minado del recurso, por lo que es urgente afrontar el problema de la sobreexplotación de una manera seria, responsable y eficiente.

CAPÍTULO IX

PROYECCIÓN Y ANÁLISIS DE ESCENARIOS DE LA SITUACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

9.1. INTRODUCCIÓN

La determinación y evaluación cuantitativa de la capacidad de respuesta de los sistemas hidrogeológicos a las perturbaciones naturales o antropogénicamente inducidas se realiza mediante modelos numéricos de flujo; pues éstos han probado ser actualmente la mejor herramienta para el análisis de la sustentabilidad de los recursos hidráulicos (Alley et al., 1999). La filosofía del enfoque de modelación es que la comprensión de las leyes físicas básicas y la descripción adecuada del sistema específico bajo estudio, harán posible un entendimiento cuantitativo más preciso de las relaciones de causa y efecto. Esta herramienta analítica ha sido utilizada para examinar los efectos de las decisiones pasadas de manejo, por lo que la experiencia adquirida puede ser usada para predecir el impacto de cambios futuros en la evolución de los componentes del balance hidrogeológico.

El propósito del presente capítulo es analizar, con base en tendencias y proyecciones, la situación futura del agua subterránea ante diferentes escenarios de cambio climático, crecimiento demográfico y desarrollo económico en la región como factores primordiales que repercutirán en la oferta y la demanda del recurso.

9.2. BASES Y CRITERIOS PARA LA DEFINICIÓN DE ESCENARIOS

9.2.1. HORIZONTES DE PROYECCIÓN DE ESCENARIOS

Al igual que en el análisis de otros fenómenos naturales, una de las cuestiones más comunes que surgen en el diseño de escenarios, tiene que ver con el tiempo estimado de la predicción (horizonte de proyección). La predicción es una manera práctica de evaluar el riesgo potencial de agotamiento del recurso y puede ser una herramienta útil para planear la implementación de políticas de gestión integral del agua subterránea. El proceso de predicción comienza con la caracterización del estado actual del sistema (inicialización), la comprensión de su comportamiento dinámico y el reconocimiento de patrones o tendencias de los factores que determinan su funcionamiento (NRC, 2002). El problema complejo del manejo futuro de los recursos hidráulicos involucra múltiples factores cuyo patrón de comportamiento puede operar a través de escalas temporales diversas, por ejemplo, el régimen de precipitación describe patrones estacionales, decenales y seculares. Similarmente a lo que sucede en la investigación del registro geológico, donde la incertidumbre se incrementa a medida que el pasado es más remoto, la predicción de escenarios es más incierta cuanto más se proyecten éstos hacia el futuro. El tiempo de predicción de escenarios para evaluar los recursos hidráulicos en los casos reportados en la literatura resulta muy variable y se extiende desde conservadores horizontes que consideran el futuro a 20 años hasta arriesgados escenarios cuyos horizontes se amplían a varios siglos de explotación y manejo (Mason, 1998; Murray y Halford, 1999; Hutson et al., 2000; Ramireddygarí et al., 2000; Kite et al., 2001; Bexfield y McAda, 2003). Para definir los horizontes de proyección de escenarios se utilizó el criterio propuesto por Bredehoeft y Konikow (1992a,b), el cual está basado en el registro histórico disponible y el modelo hidrogeológico calibrado. Bajo esta consideración, en el caso particular de la CI, los horizontes proyectados podrían extenderse hasta 50 años. Sin embargo, con la finalidad de diseñar escenarios con horizontes más conservadores se optó por proyecciones a los años 2010, 2015 y 2020.

9.2.2. ANÁLISIS DE TENDENCIAS Y PROYECCIONES

9.2.2.1. Clima

Está confirmada la influencia que ejerce el factor climático sobre el agua subterránea y la capacidad de respuesta relativamente lenta que tienen los sistemas de flujo subterráneo para responder a las variaciones temporales del clima, específicamente cuando éstas son de período corto (Townley, 1995). Por un lado, esta tendencia le confiere un valor mayor al recurso del agua subterránea en relación con las fuentes superficiales debido a su estabilidad temporal mayor. Sin embargo, las fluctuaciones climáticas de largo plazo, de décadas o siglos, aunadas a factores globales antropogénicos (como la emisión de gases de invernadero) pueden inducir tendencias en las variaciones entre la precipitación y la evapotranspiración provocando cambios sustanciales en la distribución y magnitud de la recarga (Vacarro, 1992; Sandstrom, 1995; Najjar, 1999). Esta situación causaría a su vez

variaciones en la disponibilidad del agua subterránea, por lo que el clima representa un factor esencial en la planeación y manejo de este recurso a largo plazo.

El papel del clima en la predicción y evaluación de escenarios futuros del agua subterránea es un tema que ha recibido especial atención en los últimos años a nivel mundial (Rosenberg et al., 1999; Mimikou et al., 2000; IPCC, 2001; Krüger et al., 2002; Eckhardt y Ulbricht, 2003; Arnell, 2004). En México también se han realizado estudios con el fin de evaluar los posibles cambios climáticos futuros y sus repercusiones ambientales (Gay-García, 1999). La previsión de los efectos climáticos sobre el régimen hidrológico y la disponibilidad hídrica en las cuencas del país ha sido analizada por Mendoza et al., (1997); Maderey y Jiménez, (1999) y Magaña et al., (1999), mediante modelos de circulación global del clima (MCG). Maderey y Jiménez (1999), han utilizado reducciones de escala de los modelos MCG para cuantificar regionalmente la disponibilidad de agua, para el año 2050, de las cuencas hidrográficas ubicadas en la parte central del país: Lerma-Chapala-Santiago, la del río Pánuco y la del río Balsas. Utilizan como base la información climatológica e hidrométrica de los últimos 40 años y aplican tres modelos MCG; dos basados en la circulación general de la atmósfera, el GFDL-R30 (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*), el CCC (*Canadian Climate Center*), y el tercero en el balance de la energía térmica, MTC (*Modelo Termodinámico del Clima*) (Adem, 1982). De acuerdo con los resultados del modelo GFDL-R30, la precipitación en la cuenca Lerma-Chapala-Santiago (a la que pertenece la CI) se incrementaría en 1.67 %, 2.5 % y 3.33 % para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente. Por el contrario, el modelo CCC predice un decremento en -1.18 %, -1.77 % y -2.36 % para los mismos años; en tanto que las menores precipitaciones se obtienen con el modelo MTC, que para el año 2010 serían de -2.71 %, al año 2015 de -4.06 % y al año 2020 de -5.41 %. En la región del río Laja, Magaña et al., (1999), con el modelo GFDL-R30 prevee un aumento en la precipitación de 2, 5 y 8 % para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente. Los modelos MCG pronostican además un aumento para el año de 2020 en las tasas evapotranspirativas (~ 5 %) y en la temperatura (~1.2 °C).

Una aproximación para la estimación de la magnitud de la recarga en la CI por efecto del cambio climático sería, en primer lugar considerar las variaciones en la lámina de precipitación predichas por los modelos MCG para la región. En segundo lugar, asumir la recarga como una función de la precipitación, tal como lo sugiere el origen exclusivamente meteórico de la recarga (Mahlknecht et al., 2004b). Finalmente, utilizar la relación precipitación/recarga calculada con el modelo numérico (1/0.094, ver sección 6.5.6.1.), de manera similar a la descrita por Bouraoui et al., (1998). Los incrementos de la recarga con respecto al volumen calculado para el año 2000 y considerando el modelo GFDL-R30, serían de 8.70 Mm³/año, 13.02 Mm³/año y 17.34 Mm³/año para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente. En contraste, los otros dos modelos pronostican variaciones negativas para esos mismos años del orden de -6.14 Mm³/año, -9.22 Mm³/año y -12.29 Mm³/año de acuerdo con el modelo CCC y -14.11 Mm³/año, -21.14 Mm³/año y -28.17 Mm³/año, si se toma en cuenta el modelo MTC. En la figura 9.1 se presenta la evolución histórica de la recarga calculada con el modelo numérico para los regímenes estacionario y transitorio. Se aprecia un incremento en la recarga debido principalmente al abatimiento de

los niveles piezométricos provocados por el intenso bombeo. Se ha inducido la recarga además porque: a) zonas que originalmente funcionaban como zonas de descarga se han convertido en zonas de recarga; b) un porcentaje del volumen de riego agrícola se infiltra y se transforma en percolación profunda o recarga; c) secciones del río Laja que recibían aportaciones del acuífero, ahora infiltran volúmenes importantes; y, d) en los bordes de la planicie, el aumento en el gradiente hidráulico ha propiciado la recarga lateral proveniente de los macizos rocosos circundantes. Por consiguiente, los volúmenes recargados en el año de 1950 se estimaban en $419.74 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y en los años de 1970, 1981, 1992 y 2000 los volúmenes ascienden a $442.18 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $461.92 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $494.15 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y $520.68 \text{ Mm}^3/\text{año}$, respectivamente. Partiendo de esta última estimación, los incrementos pronosticados de acuerdo con el modelo GFDL-R30 serían para los años 2010, 2015 y 2020 respectivamente de $529.38 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $533.70 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y $538.02 \text{ Mm}^3/\text{año}$; mientras que con el modelo CCC se tendrían volúmenes de $514.54 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $511.46 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y $508.39 \text{ Mm}^3/\text{año}$; y de $506.57 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $499.54 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y $492.51 \text{ Mm}^3/\text{año}$ para esos mismos años considerando el modelo MTC.

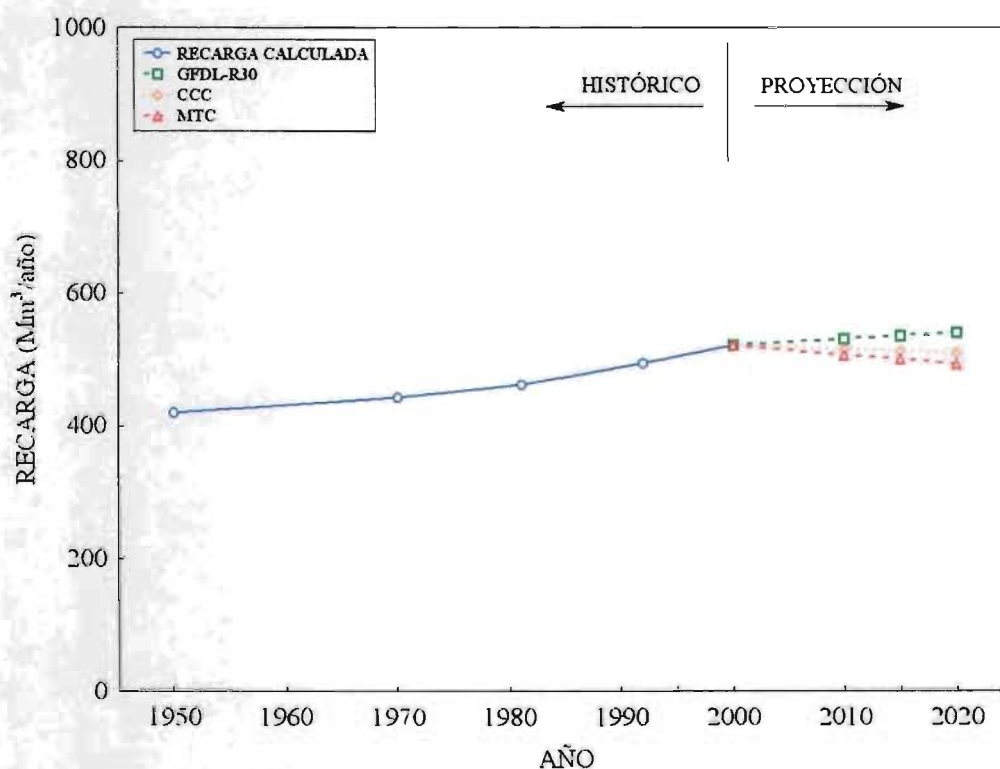


Figura 9.1 Evolución histórica de la magnitud de la recarga en la CI calculada con el modelo numérico de flujo subterráneo en régimen transitorio y proyecciones considerando el efecto de los cambios climáticos regionales obtenidos mediante reducciones de escala de modelos de circulación global (Maderey y Jiménez, 1999 y Magaña et al., 1999).

A pesar de que a simple vista los tres escenarios climáticos parecerían no tener efectos muy espectaculares sobre el recurso subterráneo, las consecuencias podrían ser más graves a la luz de las siguientes consideraciones: a) el fenómeno de inducción de la recarga en el futuro no puede extenderse *ad infinitum* debido a que opera en conjunto con otros fenómenos y procesos hidrogeológicos, tales como el retardo en la recarga al incrementarse el espesor de la zona no saturada por efecto del bombeo y además, al incremento en las tasas evapotranspirativas como resultado del aumento general de la temperatura; b) el aumento en la variabilidad climatológica con la recurrencia de fenómenos como El Niño o La Niña provocaría cambios en el régimen de precipitación, es decir, la lluvia se concentraría más en los meses húmedos y los meses secos serían todavía más secos (Magaña, 1999). Las consecuencias serían sequías más frecuentes y prolongadas traduciéndose en mayor explotación del agua subterránea y el incremento en la siniestralidad de los cultivos agrícolas (Luers et al., 2003). El aspecto de variabilidad y duración de las lluvias tendría efectos importantes en el proceso de recarga en la CI, si se considera que dicho mecanismo se desarrolla lentamente (Mahlknecht et al., 2004b), es decir, este mecanismo no se ve favorecido por eventos de precipitación torrencial y de corta duración.

9.2.2.2. Crecimiento Demográfico

El censo demográfico del año de 1950 indicaba que existían 169,678 habitantes en la cuenca (DGE, 1953), en 1960 el número ascendió a 196,558 (DGE, 1962) y para el año de 1970 habitaban 231,796 personas (DGE, 1972). En 1980, el número de habitantes se elevó a 266,509 y en los años de 1990 y 2000, la población pasó a ser de 387,246 y 463,283 habitantes, respectivamente (INEGI, 1992, 2001). En la figura 9.2 se muestra la evolución del crecimiento demográfico experimentado durante los últimos 50 años en cada uno de los municipios y las proyecciones para las próximas dos décadas en la cuenca.

El ritmo de crecimiento poblacional se mantuvo prácticamente constante a razón de 1.5 % anual en promedio durante el período 1950-1980. Sin embargo, en la década de los 80's se experimentó un crecimiento acelerado de casi el doble de la tasa anterior debido a factores externos, como por ejemplo la disminución de la tasa de mortalidad e incremento en las tasas de natalidad y migración nacional. A partir de 1990, el crecimiento demográfico de la región desciende a tasas de crecimiento de 1.8 y 1.6 % para los períodos de 1990-1995 y 1995-2000, respectivamente; este comportamiento es concordante con las tendencias nacionales (1.8 %) y estatales (1.6 %) de la última década (INEGI, 1997, 2001).

La dinámica poblacional es un proceso sumamente complejo, cuyo ritmo de crecimiento es muy variable; por consiguiente, las proyecciones demográficas no pueden realizarse siguiendo únicamente tendencias de progresión exponencial de manera indefinida. Bajo este criterio, se espera que se alcancen para el país, tasas de crecimiento nulo o de equilibrio poblacional en el año 2025 (CONAPO, 2003). La disminución en las tasas de crecimiento se deben principalmente al desplazamiento de la pirámide poblacional hacia grupos de mayor edad, es decir, el promedio de edad de la población tiende a ser

mayor; similar a lo que ya ocurre en muchos países europeos, donde la tasa de natalidad y fecundidad son bajas y se ha incrementado el promedio de vida de sus habitantes. En este mismo sentido, las tendencias muestran que la tasa media de crecimiento poblacional (T_c) disminuye a razón de un 10 % aproximadamente cada década en el estado de Guanajuato, es decir, en 1990 la T_c era de 1.8 % y para el año 2000 era de 1.6 %. De continuar con esta tendencia se tendría para el año 2010 una T_c de 1.4 % y para los años 2015 y 2020 de 1.33 % y 1.26 %, respectivamente. Considerando la evolución demográfica histórica y el análisis del Consejo Nacional de Población para los municipios comprendidos en la CI, se sugieren tres escenarios poblacionales basados en la magnitud y la variación de las T_c : a) escenario de bajo crecimiento ($T_c B$) con T_c de 1.0 %, 0.9 % y 0.8 % para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente; b) escenario de crecimiento medio ($T_c M$) con T_c de 1.4 %, 1.26 % y 1.12 % para los años antes mencionados; y c) escenario de alto crecimiento ($T_c A$) con T_c de 1.79 %, 1.61 % y 1.43 % (figura 9.2). Las poblaciones proyectadas de la CI bajo los escenarios previstos para los años 2010, 2015 y 2020 se presentan en la Tabla 9.1.

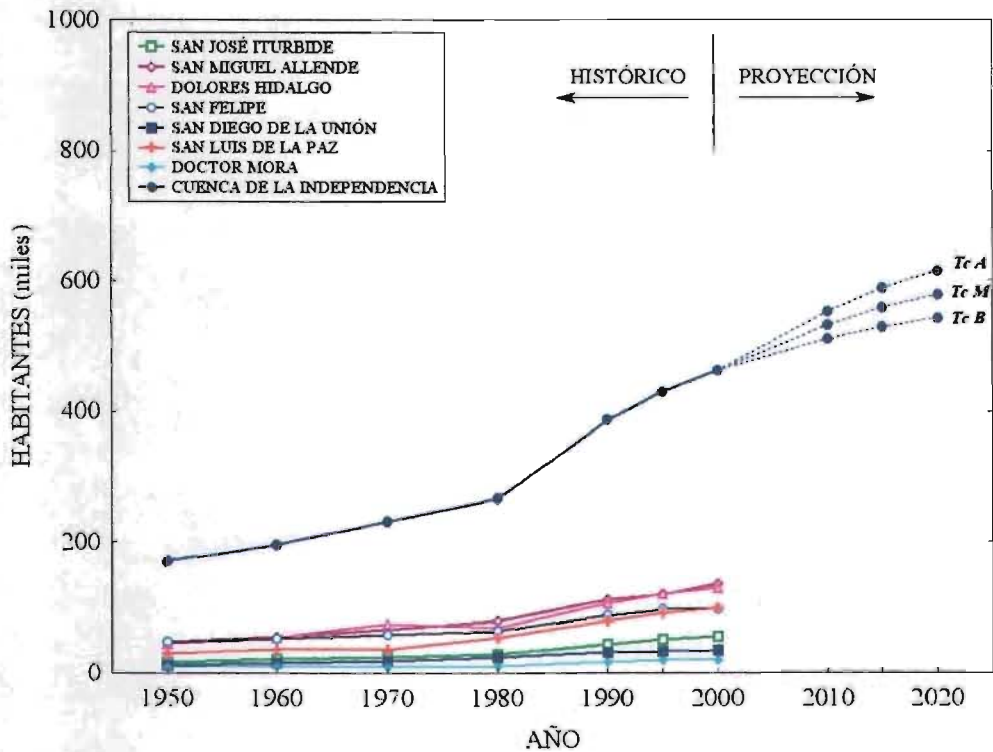


Figura 9.2 Evolución del crecimiento demográfico en los municipios y en la CI durante los últimos 50 años. Durante las primeras tres décadas, el crecimiento poblacional se mantuvo casi constante, aunque a partir de 1980 aumenta la tasa media de crecimiento y disminuye nuevamente durante la última década. Las tendencias en la proyección se consideran con tasas de crecimiento altas ($T_c A$), medias ($T_c M$) y bajas ($T_c B$), (CONAPO, 2003).

TABLA 9.1 Población proyectada en la CI de acuerdo con los escenarios considerando diferentes tasas de crecimiento para los años 2010, 2015 y 2020.

Año	<i>Tc B (Tc)</i>	<i>Tc M (Tc)</i>	<i>Tc A (Tc)</i>
2010	511,753 (1.00)	532,385 (1.40)	553,220 (1.79)
2015	529,924 (0.90)	559,004 (1.26)	588,786 (1.61)
2020	543,322 (0.80)	578,879 (1.12)	615,667 (1.43)

Es evidente que el incremento previsto de la población traerá consigo una mayor demanda del agua subterránea como fuente principal de abastecimiento en la cuenca, por lo que para proyectar las demandas futuras para uso doméstico se debe recurrir al análisis de la estructura de la población y las características de la demanda (Helweg, 2000). De acuerdo con el último censo general de población y vivienda, en el año 2000, la densidad poblacional promedio era de 68 hab/km², ligeramente por encima de la media nacional (50 hab/km²), pero muy por debajo de la media estatal (152 hab/km²) (INEGI, 2000). Existe un total de 2,039 comunidades o núcleos poblacionales asentados en la CI, entre las que se incluyen 7 cabeceras municipales y el resto son en su mayoría comunidades rurales con menos de 500 habitantes (figura 9.3).

La tabla 9.2 muestra datos relevantes correspondientes al año 2000, acerca de la estructura poblacional y las características de la demanda de agua potable para uso doméstico y público. En la información contenida, se observa que del total de la población de la CI, el 38.31 % residía en centros urbanos y el 61.69 % restante habitaba en las zonas rurales. Por otro lado, la cobertura del servicio de agua potable era de 94.5 % y 64.7 % en los núcleos urbanos y rurales, respectivamente; esto equivale a una población total atendida del 76.10 %. El municipio con mayor cobertura urbana/rural es San José Iturbide con el 87.42 % y el que presenta menor eficiencia en este rubro es San Felipe con solo el 70.61 %.

Las tendencias en el incremento de la cobertura del servicio de agua potable, de acuerdo con estimaciones de los organismos y sistemas operadores municipales, indican que en términos generales, la cobertura se incrementa en un punto porcentual anualmente (CEAG, 2001; CEASG, 2001). Por lo que de mantenerse esta tendencia, se esperarían índices porcentuales aproximados de 79.8, 81.7 y 83.6 para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente. La demanda de agua por habitante se sitúa en promedio en 188 l/día y el volumen medio anual requerido por persona asciende a los 68.76 m³; con esto, los municipios de San Miguel Allende y Dolores Hidalgo son los que extraen casi la mitad del total del agua destinada al consumo humano. Con respecto a la eficiencia de los sistemas de conducción, distribución y medición de los volúmenes abastecidos, se observan también notables diferencias; por ejemplo, el municipio más eficiente en la contabilización del servicio es San José Iturbide (98 %) comparado con San Diego de la Unión (84 %). Sin embargo, San José Iturbide es también el municipio que presenta las mayores deficiencias

físicas en la conducción y distribución del agua (37 %). Los volúmenes extraídos de agua subterránea tomando en cuenta la eficiencia de los sistemas y casi el 20 % de la población restante que no está contemplada por los organismos operadores oficiales, pero que sin embargo es abastecida con agua subterránea, ascienden a 41.13 Mm³/año durante el año 2000. Este volumen se aproxima al volumen estimado de 45 Mm³/año y concuerda con las tendencias mostradas en el cuadro 7.3, lo que significa que para cumplir con la demanda se extraían anualmente 88.77 m³ por habitante.

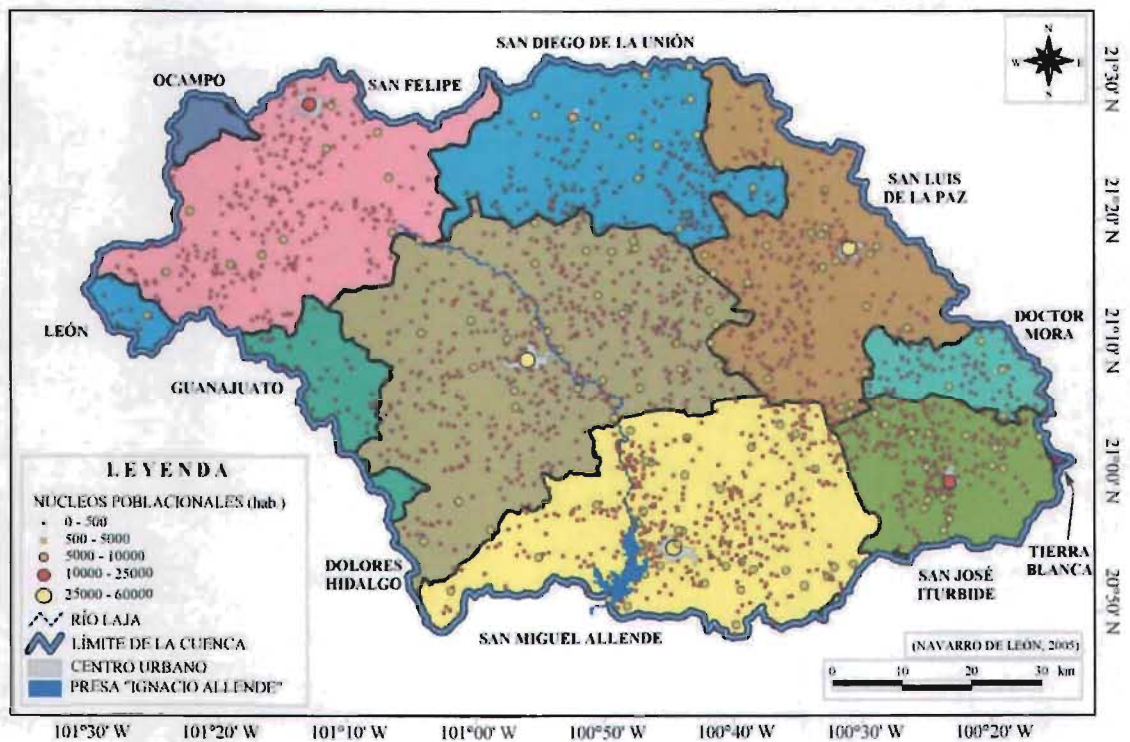


Figura 9.3 Distribución de núcleos poblacionales en la región de estudio, donde se observa una predominancia de núcleos con población menor a 500 habitantes. El número total de núcleos poblacionales es de 2,039, de los cuales solamente siete se consideran de tipo urbano (cabeceras municipales).

TABLA 9.2 Estructura de la población residente en la CI y características de la demanda/abastecimiento de agua para uso público/doméstico (CEAG, 2001).

		SAN MIGUEL ALLENDE	DOCTOR MORA	DOLORES HIDALGO	SAN DIEGO DE LA UNIÓN	SAN FELIPE	SAN JOSÉ ITURBIDE	SAN LUIS DE LA PAZ	OTROS ¹	TOTAL
Población municipal ²	(hab.)	134,645	19,897	128,675	33,951	95,305	54,458	96,763		563,694
Población residente en la CI	(hab.)	110,902	18,112	117,327	31,302	50,604	48,298	82,565	4,173	463,283
Porcentaje de inserción ³	(%)	82.37	91.03	91.18	92.20	53.10	88.69	85.33		
Población urbana	(hab.)	51,946	3,697	45,431	5,683	16,365	16,530	37,842		177,494
Porcentaje de población urbana	(%)	46.84	20.41	38.72	18.16	32.34	34.22	45.83		
Población urbana atendida	(hab.)	46,752	3,623	44,522	5,456	15,874	15,538	35,950		167,714
Población rural	(hab.)	58,956	14,415	71,896	25,619	34,239	31,768	44,723	4,173	285,789
Porcentaje de población rural	(%)	53.16	79.59	61.28	81.84	67.66	65.78	54.17	100.00	
Población rural atendida	(hab.)	44,217	11,388	39,543	17,677	19,859	26,685	22,809	2,692	184,869
Porcentaje de cobertura total	(%)	82.03	82.88	71.65	73.90	70.61	87.42	71.17	64.50	
Población total atendida	(hab.)	90,968	15,011	84,065	23,133	35,733	42,223	58,758	2,692	352,583
Demanda diaria per cápita	(l/día)	220	180	168	177	203	181	188	190	
Demanda anual per cápita	(m ³ /año)	80.30	65.70	61.32	64.61	74.10	66.07	68.62	69.35	
Volumen demandado	(Mm ³ /año)	7.30	0.99	5.15	1.49	2.65	2.79	4.03	0.19	24.59
Volumen de extracción calculado	(Mm ³ /año)	8.80	1.09	6.91	2.01	3.66	4.13	4.33	0.27	31.30
EMM ⁴	(%)	91	91	96	84	92	98	97		
EFRCDD ⁵	(%)	75	n.d.	53	64	53	37	89	70	

¹ Se consideran los municipios cuyo territorio ocupa porciones muy reducidas dentro de la CI (Ocampo, León, Guanajuato y Tierra Blanca).

² Fuente: XI Censo Nacional de Población y Vivienda 2000. (INEGI, 2001).

³ Porcentaje de la población municipal que reside en la CI.

⁴ Eficiencia de Micromedición.

⁵ Eficiencia Física de la Red de Conducción y Distribución.

Para el cálculo de las demandas futuras se consideraron la población proyectada bajo las diferentes tasas de crecimiento y la demanda por habitante. Para este último factor, no se tomó en cuenta el ajuste del coeficiente elástico de la demanda, debido a que no existen para la región análisis económicos que relacionen el ingreso per cápita con el índice de consumo de agua, por lo que se mantuvo el valor calculado para el año 2000. El coeficiente elástico de la demanda es un término que determina la influencia de factores externos (ingreso económico, tarifas del servicio e incluso condiciones climáticas) sobre la magnitud de la demanda del agua concebida ésta como un bien o servicio (Custodio y Gurguí, 1989). Por ejemplo, en climas cálidos el consumo de agua por habitante aumenta y con tarifas altas, el consumo disminuye; además la demanda de agua por persona generalmente está en función de su nivel socioeconómico. Esto último es evidente si se compara el consumo per cápita de San Diego de la Unión y San Miguel Allende; en aquel municipio la población es principalmente rural y con bajo poder adquisitivo, mientras que en San Miguel Allende la población es mayoritariamente urbana y con mayor ingreso económico, lo que se traduce en un volumen de demanda por persona de casi el doble. A pesar de que se reconoce la existencia de estas diferencias internas, se optó por utilizar la demanda promedio por habitante para efectos de proyección.

Bajo los escenarios de crecimiento poblacional reducido, los volúmenes extraídos para el año 2010 serían de 45.43 Mm³/año, para el 2015 de 47.04 Mm³/año y para el 2020 de 48.23 Mm³/año. El escenario de crecimiento poblacional moderado indica que las demandas serían de 47.26 Mm³/año, 49.62 Mm³/año y 51.39 Mm³/año para esos años; mientras que un crecimiento con altas tasas prevee demandas de 49.11 Mm³/año, 52.27 Mm³/año y 54.65 Mm³/año, respectivamente. Los volúmenes extraídos con el más alto ritmo de crecimiento poblacional se espera que se incrementen en solamente un 33 % en el año 2020 y comparativamente los volúmenes no sean tan altos como los destinados al uso agrícola. No obstante, resulta fundamental el análisis de la presión que ejerce el factor poblacional sobre el agua subterránea considerando que se trata de un recurso vital e insustituible, en donde además se carece hasta este momento de fuentes alternativas para abastecer a la población.

9.2.2.3. Desarrollo Económico

El desarrollo económico en la región está sustentado fundamentalmente en la actividad agrícola. Este sector de la economía constituye además el principal usuario del agua subterránea, considerando que 93 de cada 100 litros de agua extraída de los acuíferos están destinados al riego agrícola. Ante esta realidad, los otros sectores económicos como la ganadería, la industria y el turismo resultan marginales en el problema de la escasez del agua, pues sus volúmenes de extracción constituyen apenas el 1.25 % del total. Como consecuencia, reviste especial importancia el análisis de la actividad agrícola para evaluar su impacto en la situación presente y futura del recurso hidráulico. En este análisis se identifican los cultivos agrícolas con altas demandas hídricas, los patrones de cultivo por municipio, la superficie agrícola de riego, así como la utilización de los principales sistemas de riego y su eficiencia.

Desde la primera mitad del siglo XX, la actividad agrícola regional se caracteriza por la existencia de profundos contrastes en los sistemas de producción. Por un lado, se practica la agricultura de subsistencia en tierras de temporal por parte de los estratos socioeconómicos más desfavorecidos, con el empleo de técnicas rudimentarias de labranza como el arado con tracción animal, alta siniestralidad en los cultivos, asistencia técnica escasa e imposibilidad de acceso a líneas de crédito para la inversión. Existen por otro lado, sistemas de producción administrados por propietarios con alto poder adquisitivo, que utilizan sistemas de riego y sistemas mecanizados de labranza, con acceso a asistencia técnica y a líneas de crédito para la compra de semilla mejorada y agroquímicos (Brajos et al., 2001).

Los contrastes en los sistemas de producción tienden a ser cada vez más evidentes, pues el ritmo de transformación de la tierra de temporal por tierra de riego se ha acelerado con la desaparición del ejido como unidad organizacional y productiva. Se observa además un fenómeno interesante asociado a la migración y marginación, donde el campesino dueño de pequeñas porciones de tierra de temporal se ve en la necesidad de emigrar a los Estados Unidos o a otros estados, cediendo sus tierras en arrendamiento durante varios años o incluso vendiéndolas a productores que llegan de otras regiones. Este fenómeno ha dado lugar en las últimas décadas a la transformación del régimen de tenencia de la tierra, modificando implícitamente el régimen de explotación de la tierra y el agua. Las tierras originalmente explotadas en condiciones de temporal o secano se vuelven ahora más productivas y menos riesgosas bajo condiciones de riego, incrementando así las demandas de agua con fines agrícolas. El ritmo de transformación de temporal a riego se ha mantenido casi constante durante los últimos 20 años (a una tasa anual de 1.88 %), por ejemplo en el año de 1980, la superficie agrícola de riego era cercana a 36,500 has., en 1990 de aproximadamente 44,000 has. y en el año 2000 superaba ligeramente las 53,000 has. (SDAyR, 2000a).

En la región, la actividad agrícola está organizada en dos distritos: a) el distrito Dolores Hidalgo, integrado por este municipio y los de Ocampo, San Miguel de Allende, San Felipe y San Diego de la Unión, y b) el distrito de San Luis de la Paz que comprende al propio municipio y a Doctor Mora, San José Iturbide, Tierra Blanca, Atarjea, Santa Catarina, Victoria y Xichú. La información aquí presentada está referida al año agrícola 2000-2001 considerando que, los patrones de cultivo se han mantenido sin cambios significativos durante las últimas dos décadas y que la confiabilidad de la información agrícola (áreas cultivadas, tipos de cultivo, láminas de riego, eficiencias de aplicación y conducción) para este año es superior a los anteriores. En la CI, la superficie total sembrada con cultivos cíclicos y perennes durante el año agrícola 2000-2001 fue de 202,795 has., de las cuales 149,718 has. (74 %) fueron de temporal y 53,077 has. correspondieron a riego (SAGARPA, 2003). El porcentaje de siniestralidad para los cultivos fue de 38 % y la siniestralidad diferenciada para cultivos de temporal fue de 51 % contra el 2 % para cultivos de riego. Los factores que afectan la siniestralidad de los cultivos de temporal son principalmente la irregularidad en las precipitaciones, las heladas y granizadas, así como las pérdidas por ataque de plagas; mientras que en las tierras de cultivo regadas con agua

subterránea queda reducida la incertidumbre que representan las lluvias. Por lo tanto, el agua subterránea aumenta considerablemente las posibilidades para una mayor productividad agrícola en la región y su disponibilidad constituye un factor determinante en el desarrollo económico futuro.

En la tabla 9.3 se presenta la información oficial que muestra la superficie de riego por municipio para los diferentes cultivos agrícolas (SAGARPA, 2003). Destacan los municipios de Dolores Hidalgo y San Luis de la Paz que en conjunto comprenden aproximadamente el 45 % de la superficie total de riego. En contraste, el municipio con menor área de riego es San Diego de la Unión con apenas el 4 % de la superficie total. En toda la CI, mediante riego se producen 34 cultivos diferentes, sin embargo sobresalen la alfalfa forrajera y el maíz como los más importantes debido a que ambos cubren la mitad del área cultivada. Para efectos de comparación, con la información de la tabla 9.3 se construyó la gráfica mostrada en la figura 9.4, donde se muestra la superficie cultivada para las 12 clases de cultivo en los municipios de la región. Los cultivos se distribuyen de acuerdo con las características climáticas y edafológicas, por ejemplo a diferencia del resto de los municipios, en San Felipe y San Diego de la Unión los cultivos más importantes son el maíz y el brócoli, respectivamente. El municipio con mayor diversidad en los cultivos es San Miguel de Allende y el que menor variedad registra es el municipio de San Felipe. Se observa además que la alfalfa es el cultivo predominante en Dolores Hidalgo, donde representa casi la mitad de la superficie agrícola municipal.

La información que brindan las superficies cultivadas es sin duda valiosa, sin embargo es preciso estimar el agua requerida pues es claro que los cultivos poseen diferentes demandas y éstas incluso varían dependiendo del estadio fenológico del cultivo y de las condiciones evapotranspirativas del lugar (Doorenbos y Pruitt, 1976). El análisis de los requerimientos de agua en los cultivos es un aspecto vital en la producción agrícola, pues de ello depende la planificación del riego y los costos económicos derivados. Con el propósito de determinar los volúmenes de agua subterránea extraída para cubrir las demandas de los cultivos, se recopilaron las láminas de riego requeridas reportadas en la literatura para los cultivos de la zona, así como las eficiencias de aplicación y conducción de acuerdo al sistema de riego empleado. En los casos donde no existía la información para estimar la lámina de riego requerida, se utilizaron los datos de la estación meteorológica de Dolores Hidalgo y fueron calculados con el programa de cómputo CROPWAT v. 4.3 que utiliza el método de Penman-Monteith para el cálculo de evapotranspiración potencial (FAO, 1998).

TABLA 9.3 Superficie agrícola de riego por municipio para diferentes cultivos cíclicos y perennes durante el año agrícola 2000-2001 (SAGARPA,2003). La superficie está expresada en hectáreas.

CULTIVO	DOLORES HIDALGO	SAN LUIS DE LA PAZ	SAN MIGUEL DE ALLENDE	SAN FELIPE	SAN JOSÉ ITURBIDE	SAN DIEGO DE LA UNIÓN	DOCTOR MORA	TOTAL
ALFALFA	5,800	3,198	2,735	2,385	2,116	797	769	17,800
MAÍZ	1,425	1,007	1,348	3,386	2,199	108	994	10,467
CHILE	2,145	972	93	1,644	30	760	78	5,722
FRIJOL	930	1,659	80	1,034	464	212	330	4,709
BRÓCOLI	765	550	567		1,382	27	1,005	4,296
AVENA	229	551	392	517	1,229	75	517	3,510
ESPÁRRAGO	420	938	694		60	144	30	2,286
PASTOS	40	82	198	666	300		270	1,556
ZANAHORIA	68	451	124			12	74	729
LECHUGA	193	37	151					381
AJO	10	122	71				23	226
ALCACHOFA			170					170
OTROS	239	614	268	3	95	6		1,225
TOTAL	12,264	10,181	6,891	9,635	7,875	2,141	4,090	53,077

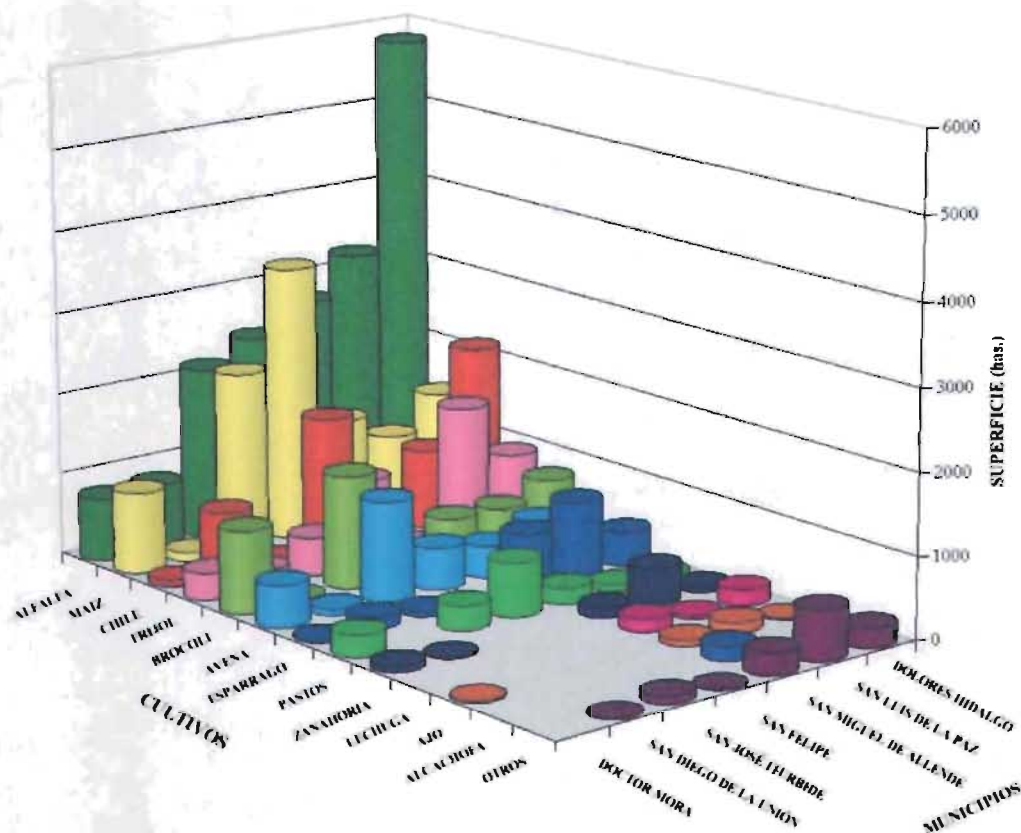


Figura 9.4 Distribución de la superficie agrícola de riego para los principales cultivos en la CI. Sobresale el cultivo de la alfalfa y el maíz que en conjunto constituyen la mitad del área total cultivada.

Las eficiencias de conducción promedio calculadas por Bolaños et al., (2001) son de 74.3 % y se consideran representativas para la zona. Estas eficiencias son superiores a las reportadas en otros distritos de riego del país, donde en promedio son de 60 % (Palacios, 1994). Las demandas hídricas para los cultivos se presentan en la tabla 9.4.

TABLA 9.4 Demandas hídricas de los cultivos cíclicos y perennes durante el año agrícola 2000-2001. Los volúmenes están expresados en Mm³/año.

CULTIVO	L_{rr} ¹ (m)	E_a ² (%)	SR ³	DOLORES HIDALGO	SAN LUIS DE LA PAZ	SAN MIGUEL DE ALLENDE	SAN FELIPE	SAN JOSÉ ITURBIDE	SAN DIEGO DE LA UNIÓN	DOCTOR MORA	TOTAL
ALFALFA	1.18 ^A	75	Gm, As	123	68	58	51	45	17	16	377
MAÍZ	0.73 ^A	65	Gs	22	15	20	51	33	2	15	158
CHILE	0.72 ^B	78	Gt	27	12	1	20		9	1	71
FRIJOL	0.38 ^A	68	Gs, As	7	12	1	8	3	2	2	35
BRÓCOLI	0.40 ^A	82	As	5	4	4		9		7	28
AVENA	0.55 ^C	84	As	2	5	3	5	11	1	5	31
ESPÁRRAGO	0.83 ^A	84	As	6	12	9		1	2		30
PASTOS	0.38 ^D	87	As			1	4	2		2	9
ZANAHORIA	0.48 ^E	75	As, Gs	1	4	1				1	6
LECHUGA	0.53 ^E	85	As, Gs	2		1					3
AJO	0.40 ^E	82	As, Gs		1						1
ALCACHOFA	0.42 ^E	80	As			1					1
OTROS	0.54 ^E	72	-	2	6	3		1			12
TOTAL				196	140	104	138	105	32	49	765

¹ Lámina de riego requerida en metros.

² Eficiencia de aplicación, promedio.

³ Sistema de riego comúnmente empleado (Gm – gravedad por melgas, As – Aspersión, Gs – Gravedad por surco, Gt – Goteo).

^A Bolaños et al., (2001)

^B Vuelvas et al., (1990)

^C Vuelvas et al., (1994)

^D González-Jiménez (2001)

^E Calculado con CROPWAT (FAO, 1998)

Como se observa en la tabla anterior, el total de agua demandada por la agricultura ascendió a 765 Mm³/año durante el ciclo agrícola 2000-2001; pero si se toma en cuenta que aproximadamente 65 Mm³ son derivados de las presas por acuerdo entre la Comisión Nacional del Agua y los agricultores, entonces el volumen extraído para cubrir las demandas fue de alrededor de 700 Mm³. Este volumen corresponde con las estimaciones mostradas en las secciones 7.3.3 y 7.3.4. del capítulo VII. Los municipios que mayor volumen de agua subterránea utilizan son Dolores Hidalgo y San Luis de la Paz, mientras que los volúmenes más bajos extraídos corresponden a los municipios de San Diego de la Unión y Doctor Mora. La información contenida en la tabla 9.4 fue utilizada para construir la gráfica mostrada en la figura 9.5. En dicha figura se observa que el cultivo que mayor cantidad de agua requiere es la alfalfa (con una lámina de riego de 1.18 m y un volumen anual demandado de 21.18 miles de m³) y de acuerdo con el análisis la mitad del agua extraída es utilizada para regar este cultivo. El volumen requerido en promedio por cada hectárea de riego en la CI es de 13,188 m³/año.

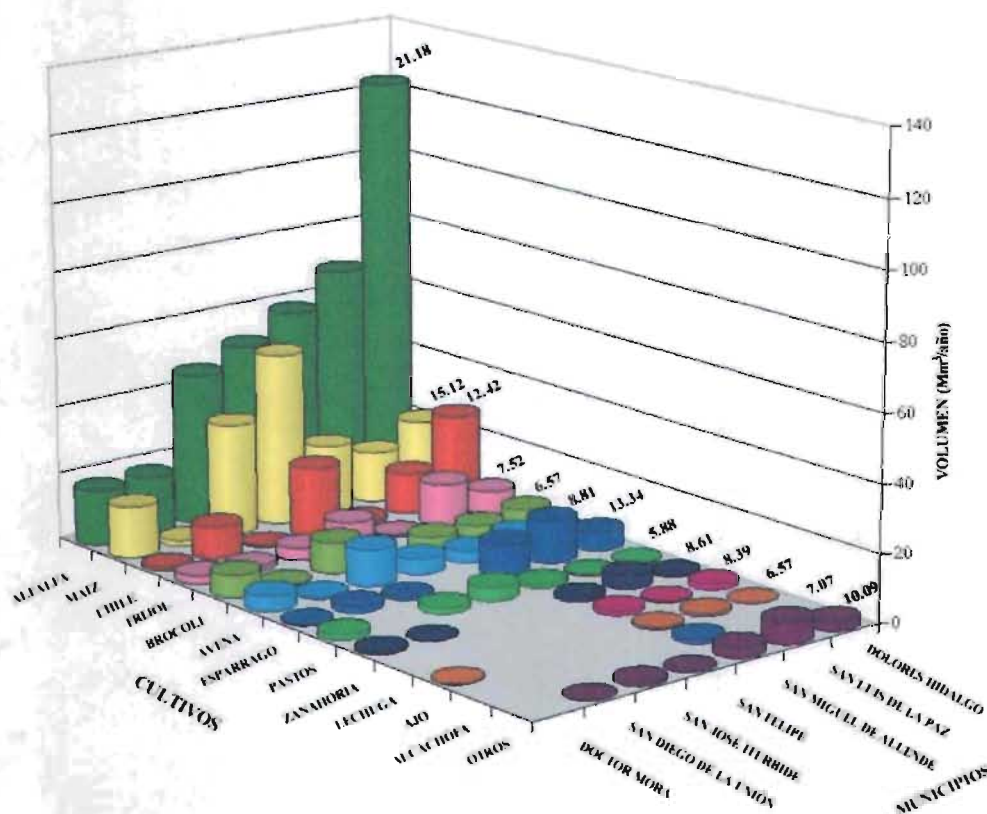


Figura 9.5 Volúmenes extraídos por tipo de cultivo en cada municipio. El cultivo de mayor demanda hídrica es la alfalfa que consume la mitad del agua extraída, mientras que para el riego del maíz se destina una quinta parte de las extracciones anuales. Sobre las barras se muestra el volumen anual demandado por cultivo en miles de m³.

De acuerdo con el padrón de usuarios del agua subterránea, en el año 2000 existían 1,535 pozos agrícolas activos (Figura 9.6). La distribución de pozos por tipo de cultivo es: alfalfa 537 (34.98 %), maíz 338 (22.02 %), chile 139 (9.06 %), brócoli 101 (6.58 %), frijol 67 (4.36 %), avena 40 (2.61 %), espárrago 38 (2.48 %), zanahoria 24 (1.56 %), ajo 20 (1.30 %), lechuga 11 (0.72 %), pastos 5 (0.33 %), alcachofa 3 (0.20 %) y otros cultivos 212 (13.81 %). La distribución de cultivos es similar a la reportada por Flores-López y Scott (2000), obtenida mediante análisis de imágenes de satélite. Las condiciones climatológicas y edafológicas más propicias para el cultivo de la alfalfa y el brócoli se presentan en la porción central y meridional de la cuenca; mientras que los suelos y el clima de la porción septentrional es más apto para el desarrollo de cultivos como el chile. La región de San José Iturbide – Doctor Mora se caracteriza por la producción de alfalfa, avena, maíz y brócoli. En esta región se comienzan a apreciar los resultados de los esfuerzos por sustituir la alfalfa por avena como cultivo forrajero. En tanto que al oriente de San Miguel de Allende, los cultivos más importantes son la alfalfa y el brócoli. En la región de San Felipe la agricultura de riego se encuentra poco difundida y su producción de riego se concentra en algunos productores con grandes extensiones de cultivo.

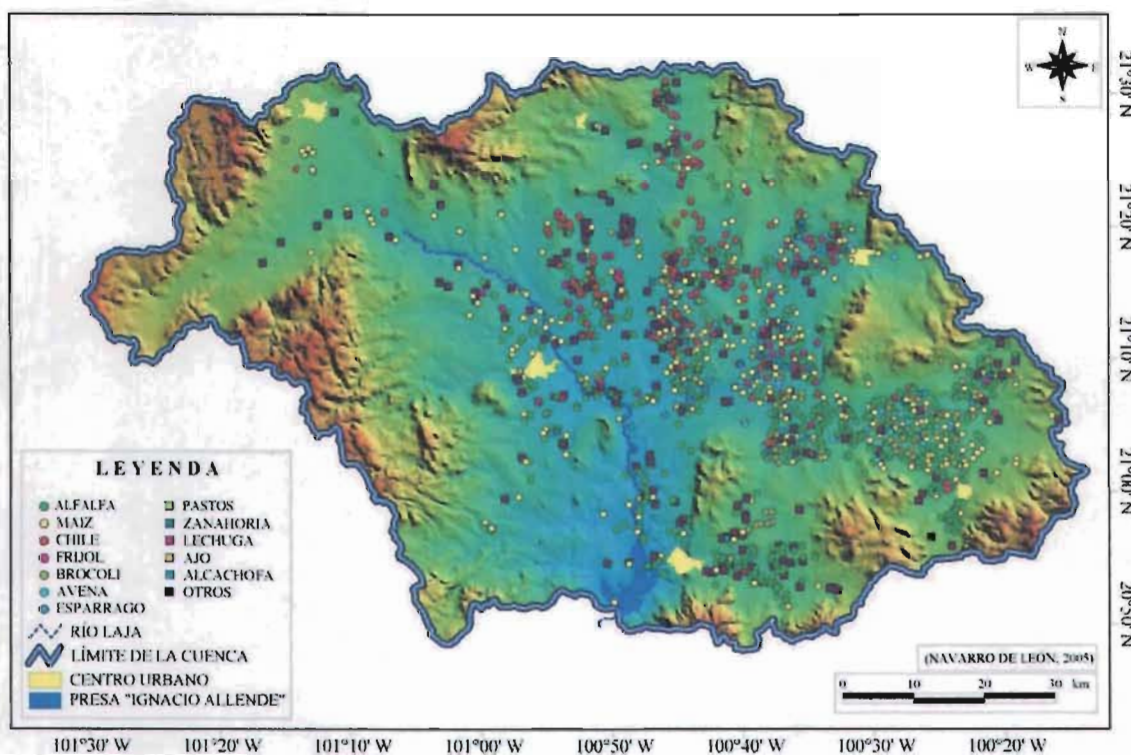


Figura 9.6 Distribución de pozos activos de riego agrícola de acuerdo al cultivo principal para el que son empleados. Los cultivos que utilizan el mayor número de pozos son alfalfa, maíz, chile y brócoli. Las condiciones climáticas y edafológicas que favorecen el cultivo de alfalfa y brócoli se encuentran en la porción central y meridional de la CI, mientras que en el centro y norte son más adecuadas para cultivos como el chile.

Con la información obtenida sobre las tendencias y las características agrícolas de la región es posible estimar las demandas futuras bajo diferentes esquemas de manejo agrícola (Tabla 9.5). Los factores considerados son el ritmo de transformación de tierra de temporal por tierra de riego, el patrón de los cultivos y la eficiencia de los sistemas de riego desde el punto de vista de conducción y aplicación del agua. Las proyecciones son las siguientes:

- 1.- Proyección de demandas hídricas bajo un esquema de manejo agrícola tradicional.
 - a) El ritmo de transformación de tierra de temporal por tierra de riego se mantiene constante, igual que en los últimos 20 años, con una tasa de transformación de 1.88 % anual. La extensión de tierra agrícola de riego ascendería a 63,957 has. para el año 2010, a 70,206 has. para el año 2015 y a 77,067 has. en el año 2020.
 - b) El patrón de cultivos se mantiene sin cambios, es decir se conservan las mismas proporciones en el área de los cultivos.
 - c) Las nuevas extensiones irrigadas son dotadas con sistemas de riego similares a los actuales y se continua con las mismas eficiencias en la conducción del agua y la aplicación de las láminas de riego como en el año agrícola 2000-2001.
- 2.- Proyección de demandas hídricas bajo un esquema de manejo agrícola eficiente.
 - a) El ritmo de transformación de tierra de temporal a tierra de riego disminuye gradualmente hasta llegar a 1.2 % en el año 2020. La superficie de riego se prevé en 61,848 has. en el año 2010, en 66,204 has. en el 2015 y en el año 2020 se espera una superficie de 70,272 has.
 - b) Disminuye proporcionalmente la superficie cultivada con alfalfa y maíz (como cultivos de alto consumo hídrico) en un 20 %, de acuerdo con los planes de desarrollo agrícola de la Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural del estado de Guanajuato (SDAyR, 2000b). La superficie de alfalfa es sustituida por avena como cultivo forrajero (cuya requerimiento hídrico es la mitad del que necesita la alfalfa) y el cultivo de maíz es sustituido por hortalizas como el espárrago, con requerimientos hídricos similares, pero con alto valor comercial (SAGARPA, 2003).
 - c) Se sustituye un 30 % de la infraestructura de riego por sistemas más eficientes, con incrementos en la eficiencia de conducción en un 10 % y aplicación del agua de riego en un 20 %. Estos logros podrían alcanzarse con la implementación eficiente de los programas de construcción y rehabilitación de la infraestructura hidroagrícola, rehabilitación y modernización de los distritos de riego y el manejo integral del suelo y agua que actualmente lleva a cabo el gobierno del estado (SDAyR, 2000b).
- 3.- Proyección de demandas hídricas bajo un esquema de manejo agrícola deficiente.
 - a) Se acelera la transformación de tierra de temporal a tierra de riego, hasta alcanzar una tasa anual de 2.4 % en el año 2020. La superficie de riego alcanza extensiones de 66,110 has., 74,397 has. y 84,420 has. en los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente.

TABLA 9.5 Proyección de las demandas hídricas por cultivo bajo diferentes esquemas de manejo agrícola.
Los volúmenes están expresados en Mm³/año.

CULTIVO	AÑO 2000-2001	DESARROLLO AGRÍCOLA EFICIENTE			DESARROLLO AGRÍCOLA TRADICIONAL			DESARROLLO AGRÍCOLA DEFICIENTE		
		2010	2015	2020	2010	2015	2020	2010	2015	2020
ALFALFA	377	376	371	362	454	499	547	494	569	664
MAÍZ	158	158	156	152	191	209	230	207	239	279
CHILE	71	79	82	85	86	94	103	93	107	125
FRIJOL	35	39	41	43	43	47	51	46	53	62
BRÓCOLI	28	39	45	50	34	37	41	37	43	50
AVENA	31	52	63	75	37	41	45	41	47	55
ESPÁRRAGO	30	34	35	37	37	40	44	40	46	54
PASTOS	9	10	11	11	11	12	13	12	14	16
ZANAHORIA	6	7	7	8	8	8	9	8	9	11
LECHUGA	3	4	4	4	4	4	5	4	5	6
AJO	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3
ALCACHOFA	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
OTROS	12	14	14	15	15	16	18	16	19	22
SUB-TOTAL ¹	765	814	832	844	922	1,012	1,111	1,002	1,154	1,348
TOTAL	700	749	767	779	857	947	1,046	937	1,089	1,283

¹ Este valor no considera el volumen de agua superficial concesionada con fines de riego que anualmente es de 65 Mm³. (ver balance hidrológico superficial en la sección 3.3)

- b) Se incrementa en un 30 % la proporción de superficie cultivada con alfalfa y maíz.
- c) Las nuevas tierras de cultivo son regadas con sistemas de gravedad por surcos y por melgas cuya eficiencia en conducción y aplicación oscila entre 50 y 60 % en promedio.

La evolución histórica y las proyecciones de la demanda de agua subterránea para riego de acuerdo con las alternativas de desarrollo se presentan en la figura 9.7. Bajo el esquema de un desarrollo agrícola eficiente, los volúmenes de extracción se incrementarían lentamente, de tal manera que en el año 2020 se explotarian 79 Mm³/año adicionales a los extraídos en el 2000. Esto equivale a un ritmo de extracción anual de 3.95 Mm³/año.

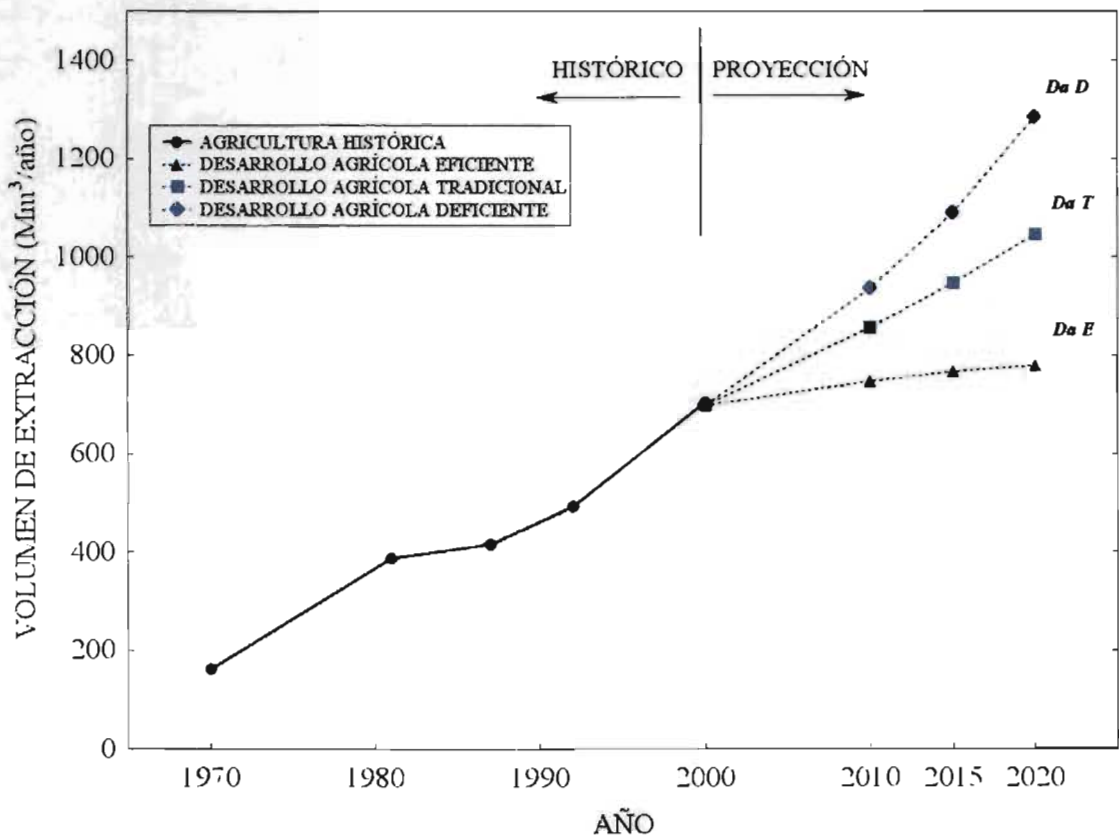


Figura 9.7 Evolución histórica y proyecciones de la demanda de agua subterránea con fines de riego agrícola de acuerdo con las alternativas de manejo adoptadas en la agricultura de la CI. El volumen de la producción agrícola es casi similar en las tres alternativas de desarrollo, sin embargo dependiendo del manejo, las diferencias en las demandas hídricas pueden llegar a ser hasta de ~ 500 Mm³/año para el año 2020.

Por otra parte, continuando con las tendencias del desarrollo agrícola (tradicional) se extraerían 346 Mm³/año más que en el 2000, equivalente a una velocidad de extracción anual de 17.3 Mm³/año. En el caso de adoptarse medidas inadecuadas que propiciarán un desarrollo agrícola deficiente, con costos económicos y ambientales altos. En el año 2020, se explotarían 583 Mm³/año de agua subterránea adicionales a los volúmenes extraídos en el 2000. La velocidad de extracción crecería en promedio a un ritmo sostenido anual de 29.2 Mm³/año. Desde el punto de vista de la extracción del agua subterránea, la adopción de políticas adecuadas que conduzcan a un desarrollo agrícola eficiente o sustentable podría traducirse en ahorros anuales de 188 Mm³/año en el año 2010. Asimismo, se evitaría extraer 322 Mm³/año en el 2015 y para el año 2020, el ahorro podría ser cercano a los 504 Mm³/año. Estos volúmenes que se dejarían de bombear representarían ahorros económicos importantes y evitarían la construcción de obras hidráulicas como acueductos con costos económicos altos y consecuencias ambientales imprevisibles en otras regiones.

9.3. ESTABLECIMIENTO DE ESCENARIOS

El establecimiento de escenarios se realiza con base en las proyecciones climáticas, demográficas y de desarrollo agrícola, estas dos últimas como se mencionó anteriormente, están basadas a su vez en tendencias históricas. Se pretendió evitar en la medida de lo posible, el planteamiento de escenarios utópicos tales como incrementos extraordinarios en la oferta del recurso o disminuciones espectaculares en la demanda como consecuencia de una drástica reorientación de la actividad económica o el cese inmediato de las extracciones agrícolas. Históricamente está probado que la reorientación de la economía de una región es el resultado de múltiples factores que requieren largo tiempo y por otra parte, está demostrado que las vedas impuestas al bombeo no han tenido efecto tangible alguno en la extracción del agua subterránea en la cuenca.

En términos del manejo del agua subterránea no se consideraron cambios positivos adicionales a los que predicen los modelos climáticos en la oferta o volumen de abastecimiento; debido a que actualmente resulta inconcebible que en el corto o mediano plazo, se desarrollen e implementen programas de transferencia de agua entre cuencas. Aun en el caso de existir fuentes alternativas cercanas, la transferencia de agua intercuenca es un proceso complicado que requiere grandes inversiones y tiempo, por lo que solamente es justificable cuando tiene como finalidad el abastecimiento de agua potable a grandes centros urbanos, como sucedió ya en la Ciudad de México y Monterrey. No cabe además la posibilidad de construir un nuevo embalse importante como los cuatro ya existentes dadas las condiciones hidrológicas caracterizadas por los bajos volúmenes de escurrimiento.

La respuesta al manejo hídrico deberá estar enfocada en el manejo de la demanda. Existen realmente alternativas viables para reducir el uso del agua en el sector agrícola, dirigidas específicamente al cultivo de la alfalfa mediante la ejecución de programas que fomenten su sustitución por otros cultivos de menor demanda y a la eficientización de la infraestructura hidroagrícola en general.

Para un mejor entendimiento de las implicaciones de los escenarios en la situación futura del agua subterránea se analizaron las combinaciones posibles con los tres aspectos determinantes de la oferta y la demanda (clima, demografía y economía agrícola). Se pueden realizar 27 combinaciones posibles para cada uno de los horizontes de proyección, lo que daría un total de 81 escenarios probables (Figura 9.8), sin embargo por razones prácticas solo se consideraron cinco escenarios que incluyen el escenario más crítico y el escenario óptimo o deseable. Por ejemplo, el escenario más crítico (*ACC*) se obtendría con una tasa de recarga anual baja como la predicha por el modelo MTC (opción *A*), una alta tasa de crecimiento poblacional (*Tc A*) (opción *B*) y un desarrollo agrícola deficiente (*Da D*) (opción *C*).

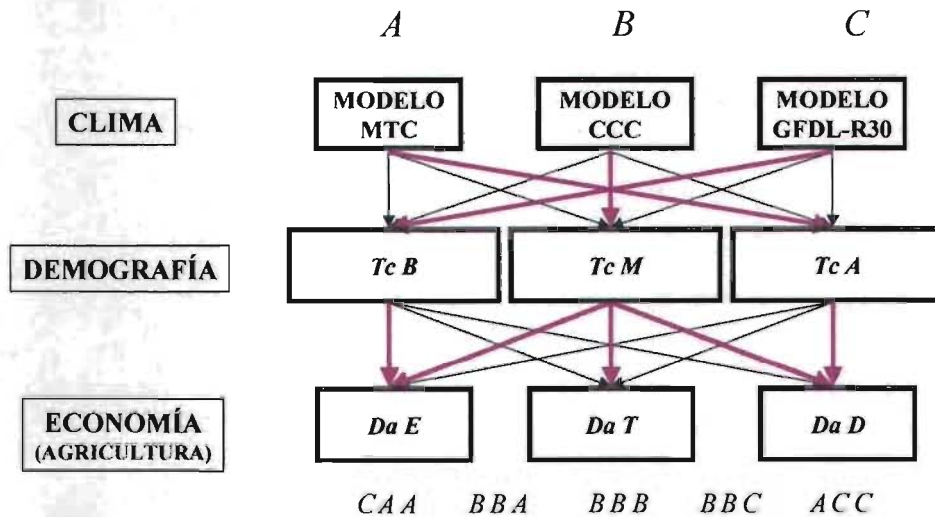


Figura 9.8 Selección de escenarios generados con base en las tres proyecciones (*A*, *B* ó *C*) del clima, demografía y economía agrícola. Las tendencias demográficas consideran tasas de crecimiento poblacional bajo (*Tc B*), medio (*Tc M*) y alto (*Tc A*). El desarrollo agrícola, dependiendo de las políticas de manejo podría ser eficiente (*Da E*), seguir con la tendencia tradicional (*Da T*) o deficiente (*Da D*).

9.3.1. ESCENARIO *ACC*

Este sería el peor de los escenarios donde alcanzan su máximo las diferencias entre la oferta y la demanda del agua subterránea. La predicción del modelo climático MTC, se traduciría en volúmenes mínimos de la recarga en la cuenca de 506.57 Mm³/año, 499.54 Mm³/año y 492.51 Mm³/año para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente. La población aumentaría a una alta tasa (*Tc A*) cuyos requerimientos de agua para uso público y doméstico alcanzarían demandas de 49.11 Mm³/año, 52.27 Mm³/año y 54.65 Mm³/año para los tres horizontes de proyección respectivos. Se plantea un desarrollo agrícola deficiente en términos de demanda hídrica (*Da D*). Se anticipan volúmenes de extracción

de 937 Mm³/año, 1,089 Mm³/año y 1,283 Mm³/año, para los respectivos años antes mencionados.

9.3.2. ESCENARIO *BBC*

El escenario es ligeramente mejor que el anterior, con volúmenes de recarga de acuerdo con el modelo climático CCC y tasas de crecimiento poblacional medio (*Tc M*), pero con la mayor demanda por parte del sector agrícola (*Da D*). La recarga se predice en 514.54 Mm³/año para el año 2010, en 511.46 Mm³/año para el 2015 y en 508.39 Mm³/año para el 2020. Las demandas de agua para uso público doméstico se situarían en 47.26 Mm³/año, 49.62 Mm³/año y 51.39 Mm³/año para los años ya mencionados. La agricultura demandaría las extracciones descritas en el escenario anterior.

9.3.3. ESCENARIO *BBB*

Este escenario podría ser considerado como el promedio y está regido por valores intermedios de la oferta y las tendencias medias de la demanda. La magnitud de la recarga es la indicada por el modelo climático CCC y los volúmenes para abastecer a la población y a los servicios públicos son las mismas que en escenario *BBC*. Las demandas agrícolas en cambio corresponderían con un desarrollo agrícola tradicional (*Da T*), con extracciones de 857 Mm³/año, 947 Mm³/año y 1,046 Mm³/año para los años antes referidos.

9.3.4. ESCENARIO *BBA*

El escenario es similar al anterior en cuanto a recarga y demandas para el sector público y doméstico se refiere. La diferencia es que aquí se considera un desarrollo agrícola eficiente con demandas proyectadas de 749 Mm³/año, 767 Mm³/año y 779 Mm³/año para los años 2010, 2015 y 2020, respectivamente.

9.3.5. ESCENARIO *CAA*

Este sería el mejor de los escenarios, donde la oferta se incrementa de acuerdo con el modelo climático GFDL-R30 y las demandas de agua por parte de la población y la agricultura son mínimas. La recarga sería, bajo estas condiciones deseables, de 529 Mm³/año, 533.70 Mm³/año y 538.02 Mm³/año para los horizontes de proyección respectivos. Los volúmenes anuales destinados para satisfacer las necesidades de la población se ubicarían en 45.43 Mm³/año, 47.04 Mm³/año y 48.23 Mm³/año. La agricultura por su parte, requeriría de los mismos volúmenes que en el escenario anterior.

Para todos los escenarios, la oferta y la demanda fue representada en el modelo hidrogeológico en términos de recarga y extracción de agua subterránea, respectivamente.

Los volúmenes de la recarga fueron asignados proporcionalmente de acuerdo con la distribución presentada en la figura 6.5 del capítulo VI. En el caso de la extracción, ante la imposibilidad de conocer *a priori* la ubicación de nuevas perforaciones con el fin de simular las extracciones futuras, se tomó la decisión de utilizar los pozos activos en el año 2000. Las extracciones para uso público-doméstico se asignaron a los pozos que abastecían a las poblaciones rurales y urbanas, los caudales se establecieron en función del número de habitantes proyectados y el consumo de agua per cápita promedio (ver figura 7.4 del capítulo VII). Los volúmenes de extracción para uso agrícola se distribuyeron considerando el requerimiento hídrico por hectárea de cada uno de los cultivos, así como las superficies de riego reportadas en el censo de usuarios (ver figuras 8.1 y 9.6). Los horizontes de proyección para los escenarios se simularon como períodos de estrés adicionales en el modelo transitorio descrito en el capítulo anterior. Los horizontes a los años 2010, 2015 y 2020 correspondieron con períodos de estrés cuya terminación fue establecida a los 21,900, 23,725 y 25,550 días, respectivamente. Los pasos de tiempo se establecieron en forma anualizada.

9.4. ANÁLISIS DE ESCENARIOS

9.4.1. EVOLUCIÓN DEL RÉGIMEN HIDROGEOLÓGICO

Los resultados de la simulación de escenarios para los tres horizontes de proyección se presentan en las tablas 9.6-9.8. Los balances hidrogeológicos obtenidos indican que se establece una relación estrecha entre los términos de extracción y almacenamiento; en contraste, los otros componentes del balance varían relativamente poco, lo que significa que en todos los escenarios se continúa con el minado del recurso hidráulico. Los volúmenes extraídos y destinados a la agricultura son determinantes en el comportamiento del sistema hidrogeológico, lo que da como resultado que las variaciones en la extracción de los cinco escenarios describan tres tendencias principales de estrés o impacto en los horizontes proyectados: a) escenarios *CAA* y *BBA* con extracciones de 800 a 830 $\text{Mm}^3/\text{año}$, b) escenario *BBB* con una variación de 900 a 1,100 $\text{Mm}^3/\text{año}$, y c) escenarios *BBC* y *ACC* con extracciones que varían de ~ 980 a 1,340 $\text{Mm}^3/\text{año}$. La evolución de los componentes del balance presentado en la figura 9.9 muestra que el volumen tomado del almacenamiento de los acuíferos era equivalente a la recarga directa en el año de 1996; sin embargo, bajo el escenario más optimista durante los próximos años se espera que el volumen anual drenado de los acuíferos corresponda con la recarga directa y la recarga lateral. Las pérdidas anuales en el almacenamiento serán equivalentes a toda la recarga en el año 2005 para los escenarios *BBC* y *ACC*, mientras que bajo el escenario *BBB* esto ocurrirá en el 2010. El promedio ponderado del almacenamiento anual tomado de las unidades hidrogeológicas, para el periodo completo de predicción es de 396.07 $\text{Mm}^3/\text{año}$, 416.40 $\text{Mm}^3/\text{año}$, 580.61 $\text{Mm}^3/\text{año}$, 710.17 $\text{Mm}^3/\text{año}$ y 726.93 $\text{Mm}^3/\text{año}$ bajo los escenarios *CAA*, *BBA*, *BBB*, *BBC* y *ACC*, respectivamente.

La máxima recarga total de acuerdo con los escenarios considerados se obtendría en el año 2020 con el escenario *CAA*. La recarga lateral registrará pocas variaciones

alcanzando su máximo en el 2020 bajo el escenario *ACC* como consecuencia de los grandes abatimientos piezométricos esperados. El papel del río como fuente de aportación de recarga se mantiene prácticamente constante (~ 133 Mm³/año), sin embargo bajo todos los escenarios se dejan de recibir aportaciones de agua subterránea incluso en las partes bajas cercanas a la salida de la cuenca. En estas condiciones todo el curso del río Laja dentro de la cuenca funciona como una corriente de pérdidas.

El descenso pronunciado del nivel del agua provocará también disminuciones importantes en las tasas de descarga subterránea hacia las cuencas vecinas y en los coeficientes de evapotranspiración. En los escenarios más optimistas, las descargas laterales se situarían en alrededor de los 120 Mm³/año, reduciéndose en un 25 % con los escenarios más pesimistas. Los volúmenes evapotranspirados experimentan cambios más drásticos dependiendo de los escenarios previstos, en las mejores condiciones se pronostican pérdidas de aproximadamente 2.6 Mm³/año, mientras que bajo las peores condiciones serían únicamente de 0.46 Mm³/año.

TABLA 9.6 Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2010. Los volúmenes están expresados en Mm³/año.

	<i>CAA</i>	<i>BBA</i>	<i>BBB</i>	<i>BBC</i>	<i>ACC</i>
Recarga directa ¹	335.40	320.66	320.30	319.65	314.00
Recarga río ²	134.36	134.36	134.00	133.68	133.68
Recarga GHB ³	59.76	59.63	59.02	58.98	59.03
Recarga total	529.52	514.65	513.31	512.31	506.71
Almacenamiento (S _{in}) ⁴	390.69	404.66	511.35	591.61	598.64
ENTRADAS	920.22	919.31	1,024.66	1,103.92	1,105.35
Extracción por bombeo	794.43	795.80	904.25	984.27	986.58
Descarga GHB ³	121.77	120.63	117.97	116.60	115.65
ET	2.59	2.47	1.93	1.56	1.53
Almacenamiento (S _{out}) ⁴	0.32	0.48	0.49	1.57	1.79
SALIDAS	919.11	919.38	1,024.65	1,103.99	1,105.55

¹ Infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

² Infiltración a través del lecho del río.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Volumen tomado de (S_{in}) o cedido (S_{out}) al almacenamiento de los acuíferos.

TABLA 9.7 Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2015. Los volúmenes están expresados en $\text{Mm}^3/\text{año}$.

	<i>CAA</i>	<i>BBA</i>	<i>BBB</i>	<i>BBC</i>	<i>ACC</i>
Recarga directa ¹	341.06	318.74	317.41	316.05	306.72
Recarga río ²	133.68	133.68	133.52	133.29	133.29
Recarga GHB ³	59.04	59.15	59.52	59.47	59.63
Recarga total	533.78	511.56	510.45	508.81	499.65
Almacenamiento (S_{in}) ⁴	399.73	423.07	602.82	739.26	755.25
ENTRADAS	933.52	934.63	1,113.27	1,248.07	1,254.90
Extracción por bombeo	814.72	816.53	997.95	1,138.62	1,140.61
Descarga GHB ³	116.73	115.39	110.17	106.52	106.27
ET	1.65	1.59	1.21	0.94	0.90
Almacenamiento (S_{out}) ⁴	0.58	1.36	1.21	2.09	2.31
SALIDAS	933.68	934.86	1,110.54	1,248.17	1,250.09

¹ Infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

² Infiltración a través del lecho del río.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Volumen tomado de (S_{in}) o cedido (S_{out}) al almacenamiento de los acuíferos.

TABLA 9.8 Balances hidrogeológicos para los escenarios proyectados al año 2020. Los volúmenes están expresados en $\text{Mm}^3/\text{año}$.

	<i>CAA</i>	<i>BBA</i>	<i>BBB</i>	<i>BBC</i>	<i>ACC</i>
Recarga directa ¹	344.99	315.54	312.98	315.45	300.10
Recarga río ²	133.52	133.52	133.25	132.45	128.50
Recarga GHB ³	59.48	59.52	59.98	60.50	60.03
Recarga total	537.98	508.58	506.22	508.40	488.63
Almacenamiento (S_{in}) ⁴	403.16	433.19	696.92	918.21	955.19
ENTRADAS	941.13	941.77	1,203.14	1,426.61	1,443.82
Extracción por bombeo	827.02	830.39	1,097.40	1,332.41	1,337.65
Descarga GHB ³	110.40	109.45	101.78	89.93	100.13
ET	1.34	1.16	0.74	0.46	0.65
Almacenamiento (S_{out}) ⁴	0.82	0.93	3.31	3.86	5.47
SALIDAS	939.57	941.93	1,203.23	1,426.67	1,443.90

¹ Infiltración directa en el dominio del modelo numérico.

² Infiltración a través del lecho del río.

³ Recarga/descarga lateral por las fronteras de carga general.

⁴ Volumen tomado de (S_{in}) o cedido (S_{out}) al almacenamiento de los acuíferos.

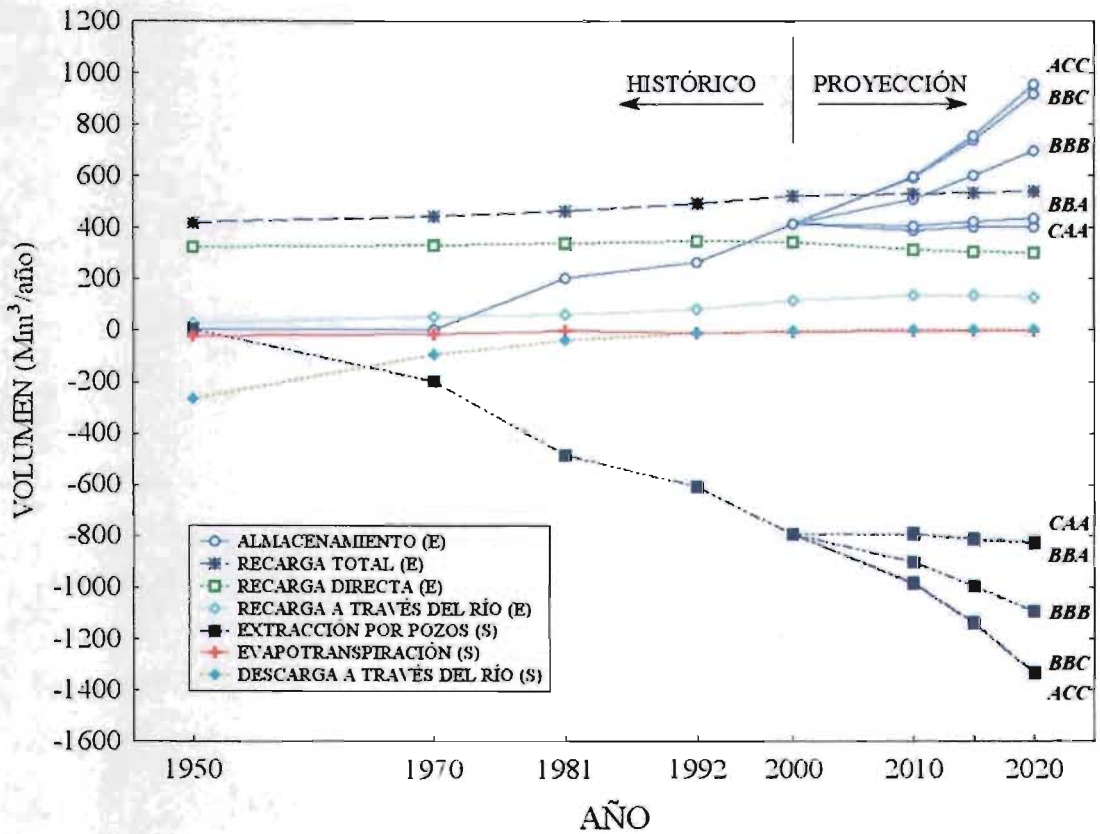


Figura 9.9 Evolución de los componentes del balance hidrogeológico bajo los escenarios proyectados. En todos ellos se observa que las extracciones se hacen con cargo al almacenamiento de los acuíferos lo que confirma que continuaría el minado del agua subterránea.

9.4.2. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA

De acuerdo con las predicciones del modelo numérico, la evolución piezométrica se caracterizará por un descenso continuo en todas las regiones y en la mayoría de ellas será pronunciado. Las mayores tasas de abatimiento ocurrirán en las regiones de Laguna Seca y San José Iturbide – Doctor Mora, mientras que las regiones de San Felipe, San Diego de la Unión y San Luis de la Paz serán las regiones menos afectadas. En la figura 9.10 se presentan los descensos del nivel del agua subterránea esperados con el escenario *BBB* y los escenarios extremos, *CAA* y *ACC*, para las regiones de San Luis de la Paz, San José Iturbide – Doctor Mora y Laguna Seca. Cabe aclarar que no se incluyen los escenarios *BBA* y *BBC* debido a que los descensos son similares a los obtenidos con los escenarios *CAA* y *ACC*, respectivamente. Adicionalmente, todos los abatimientos mencionados en esta sección están referidos a los niveles registrados en el año 2000. En la región de San José

Iturbide – Doctor Mora, se esperarían tasas de abatimiento a razón de 2.23 m/año, 3.38 m/año y 5.21 m/año durante los próximos años de acuerdo con los escenarios *CAA*, *BBB* y *CCC*, respectivamente. Esto se traduciría en el desarrollo de un gran cono de abatimiento en la porción central del valle con descensos cercanos a los 44 m en el mejor de los escenarios y de poco más de 100 m en el peor de ellos.

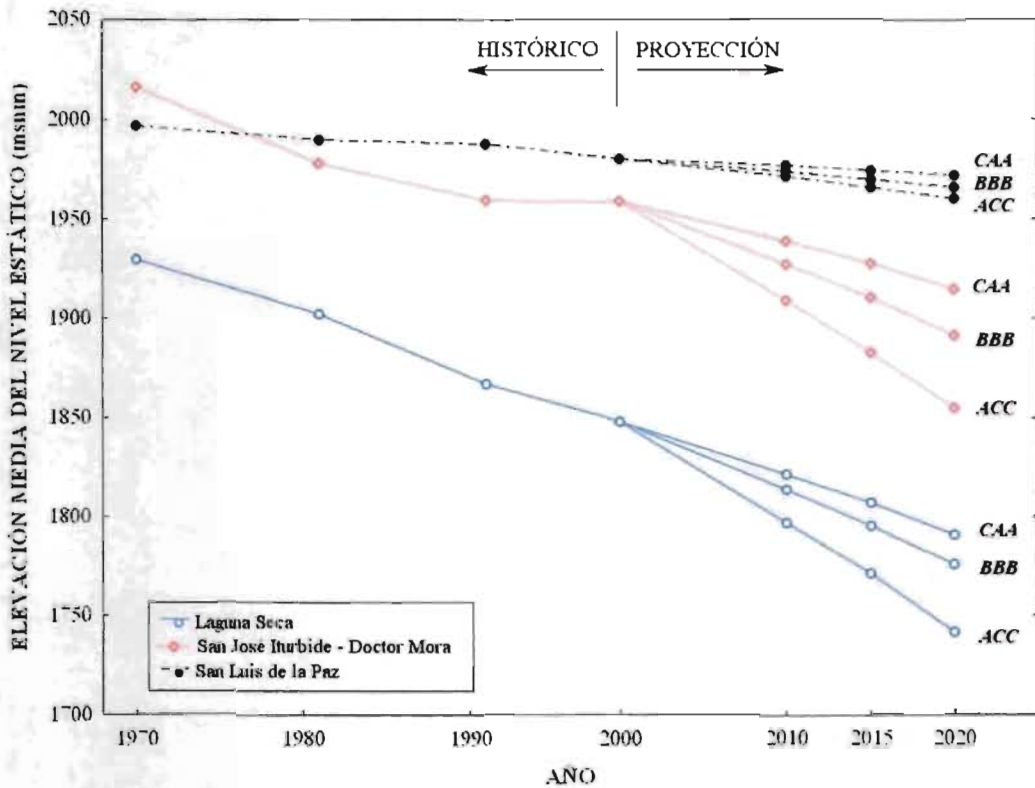


Figura 9.10 Evolución piezométrica histórica y proyectada en la porción oriental de la CI durante los próximos años bajo diferentes escenarios. Se estima que las regiones de Laguna Seca y San José Iturbide – Doctor Mora experimentarán con mayor intensidad los efectos del bombeo a diferencia del valle de San Luis de la Paz.

En el valle de Laguna Seca, las tasas de abatimiento pronosticadas para las siguientes décadas son todavía mayores, de 2.84 m/año, 3.61 m/a y 5.30 m/a según los escenarios anteriormente mencionados. El cono de abatimiento que ya se observa en la porción meridional del valle será más profundo y elongado en la dirección norte-sur. Las mayores profundidades previstas por los escenarios *CAA*, *BBB* y *ACC*, serán de 56 m, 72 m y 106 m, respectivamente. En el valle de San Luis de la Paz, las extracciones serán relativamente reducidas provocando abatimientos menores del orden de 0.18 m/a, 0.30 m/a y 0.38 m/a bajo los escenarios previamente señalados.

La región de Dolores Hidalgo presentará en su porción norte abatimientos similares, aunque a tasas más reducidas, que el valle de Laguna Seca (figura 9.11). Las tasas de descenso pronosticadas serán de 1.78 m/año, 2.82 m/año y 3.65 m/a, acumulando abatimientos al año 2020 de 35 m, 56 m y 73 m conforme a los escenarios *CAA*, *BBB* y *ACC*. En la región de El Refugio, al oriente de San Miguel de Allende se desarrollará otro cono de abatimiento importante, con velocidades medias de descenso de 0.70 m/año, 1.32 m/año y 2.21 m/año para los respectivos escenarios ya mencionados. Los descensos piezométricos esperados al 2020 serían de 14 m, 26 m y 44 m, respectivamente. Por el contrario, en la región de San Diego de la Unión y San Felipe se esperarían descensos acumulativos muy pequeños de tan solo 2 m para la primer región y de 5 m en la segunda hacia el 2020. Las tasas de abatimiento en el primer caso serían de 0.08 m/año, 0.10 m/año y 0.11 m/año para los escenarios *ACC*, *BBB* y *CAA*, respectivamente; en el segundo caso la velocidad de descenso se esperaba a razón de 0.18 m/año, 0.30 m/año y 0.38 m/año

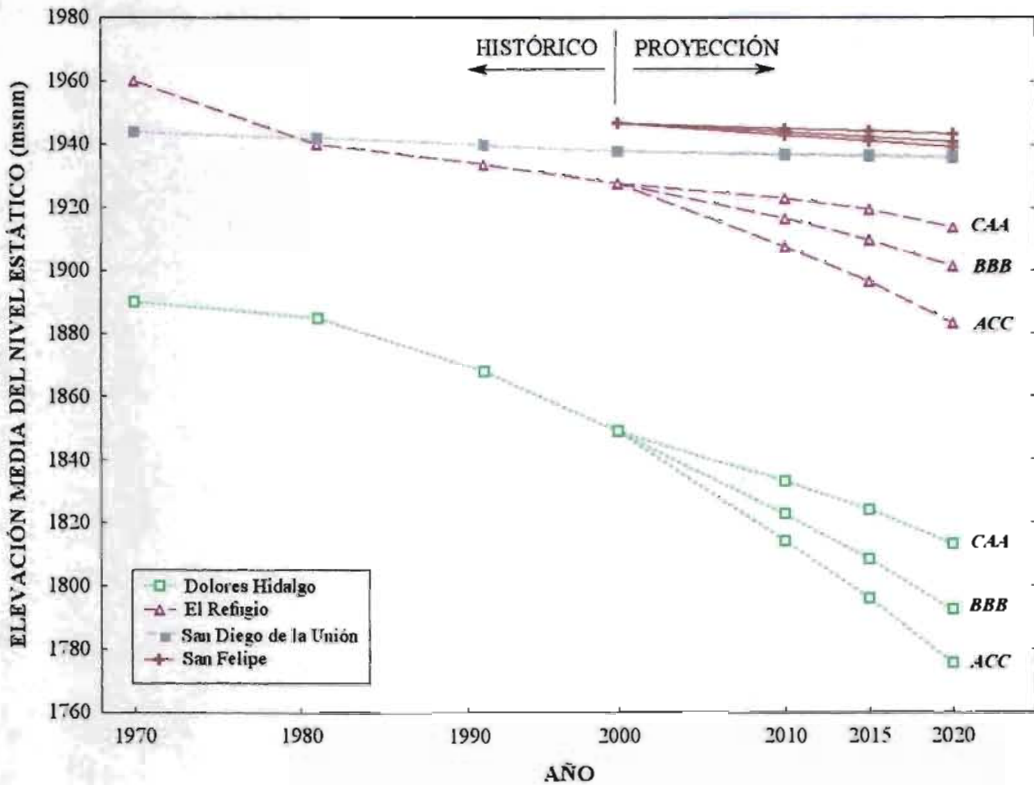


Figura 9.11 Evolución piezométrica histórica y proyectada en la porción occidental y norte de la CI durante los próximos años bajo diferentes escenarios. Las regiones de mayor abatimiento serán Dolores Hidalgo y El Refugio, al oriente de San Miguel de Allende. En las regiones de San Diego de la Unión y San Felipe se pronostican mínimos descensos del nivel estático.

A partir de los resultados obtenidos es evidente que aún bajo el mejor de los escenarios se continuará con el minado del agua subterránea. Los niveles estáticos continuarán descendiendo y el desarrollo de las grandes depresiones piezométricas provocará gradientes hidráulicos cada vez más pronunciados invirtiendo las direcciones naturales del flujo subterráneo. Los parteaguas dinámicos obtenidos con las simulaciones del modelo, es decir, los límites entre conos contiguos de abatimiento coinciden con las regiones donde el espesor del acuífero granular es mínimo. Estos límites se localizan en las inmediaciones del valle de San José Iturbide – Doctor Mora y el valle de Laguna Seca (a la altura de la presa La Cebada); al sureste de Laguna Seca y La Venta (al norte de San Miguel de Allende); entre San Felipe y Dolores Hidalgo en las cercanías de la población de La Quemada y al oriente de San Miguel de Allende. Esto demuestra la importancia que tiene el control estructural del acuífero fracturado para evitar el drenado total del acuífero granular. No obstante, bajo el escenario *BBB* para el año 2020, en la porción meridional del valle de Laguna Seca, al norte de Dolores Hidalgo, al sur de San Felipe y al oriente de San Miguel de Allende, las profundidades previstas al nivel estático superarían los 125 m (figura 9.12).

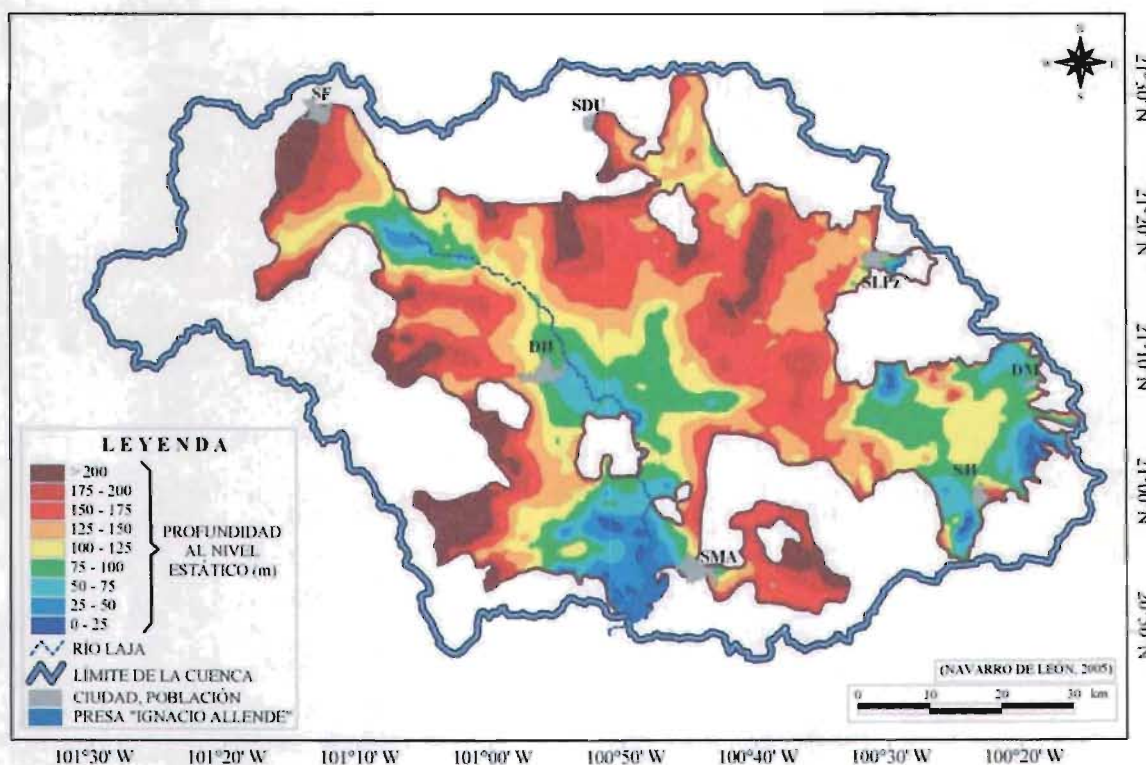


Figura 9.12 Profundidades al nivel estático proyectadas con el modelo numérico de flujo para el año 2020 de acuerdo con el escenario *BBB*. Las áreas señaladas con profundidades superiores a los 120 m serán críticas para la agricultura, debido a los altos costos que representa bombear el agua desde esas profundidades. Bajo estas condiciones, el desarrollo de esta actividad será económicamente incosteable o tendrá poca rentabilidad.

El comportamiento del nivel del agua subterránea será crítico para el desarrollo de la agricultura. Las consecuencias económicas previstas en el sector agrícola debidas al descenso pronunciado del nivel del agua pueden ser las siguientes: (a) las extracciones a mayor profundidad provocan la reducción de la eficiencia electromecánica de los equipos de bombeo, lo que significa mayor consumo de electricidad o combustible por m^3 extraído; (b) incremento en los costos de mantenimiento ocasionado por un mayor desgaste de los equipos o su completo reemplazo por otros de mayor capacidad, se incluyen los costos de las maniobras para el descenso de bombas y adición de tramos de tubería; (c) la reposición de pozos (García, 1998); (d) compra de concesiones adicionales (comercio de derechos de agua). Si además de los abatimientos se añade el deterioro de la calidad química del agua al mezclarse con agua profunda que asciende inducida por el bombeo, pueden surgir costos adicionales originados por: (a) la aplicación de mayores volúmenes de agua de riego para el lavado de suelos; (b) aplicación de más fertilizante para compensar los bajos rendimientos de los cultivos debidos a la salinización de los suelos, (c) introducción de cultivos más resistentes a la sequía y/o salinidad, que por lo general se trata de semillas híbridas de mayor precio; (d) elección de cultivos económicamente más rentables pero de mayor demanda hídrica o a la inversa. Los costos económicos se derivarán también de la introducción de nuevas técnicas de cultivo y cambios en los sistemas de riego para lograr sistemas de producción más eficientes y así enfrentar la disminución de la cantidad y calidad del agua. En estas condiciones, el desarrollo de la actividad será económicamente incosteable o tendrá poca rentabilidad como ya lo expresan los propios productores agrícolas. Esta situación abriría la posibilidad de reducciones graduales en los volúmenes de extracción pero también obligaría a un replanteamiento de la agricultura como principal actividad socioeconómica en la región. La situación crítica del recurso hidráulico en la cuenca demanda acciones eficientes que, de ser implementadas adecuadamente sus efectos no serán inmediatamente evidentes en la recuperación de los niveles piezométricos. Hay que recordar que a esta situación se ha llegado luego de décadas de explotación intensiva y se requerirán décadas para saldar parte de los grandes déficits en el almacenamiento de los acuíferos, considerando el carácter transitorio de los sistemas hidrogeológicos que se traducen en una respuesta retardada.

El retardo de los acuíferos buscando un nuevo equilibrio es precisamente donde reside la importancia del concepto de continuidad hidráulica y la naturaleza de los acuíferos como sistemas direccionales variables mencionados al final del capítulo anterior (Tóth, 1995; Devlin y Sophocleous, *en prensa*). El tiempo requerido para la estabilización de un acuífero está dado por la expresión $\alpha L^2 D^{-1}$ (Custodio y Llamas, 1976, Freeze y Cherry, 1979), donde α es un factor adimensional que normalmente varía de 0.5 a 2.5 para la mayoría de las circunstancias prácticas, L son las dimensiones del sistema de flujo subterráneo en cuestión; D es el coeficiente de difusividad hidráulica (T/S , Transmisividad/Coeficiente de almacenamiento). En la figura 9.13 se observa el efecto que tiene el tamaño de un acuífero, sus propiedades hidráulicas y su condición hidrodinámica sobre el tiempo necesario para reaccionar a los cambios inducidos (respuesta hidráulica). Este comportamiento es bien conocido en la hidráulica de pozos, donde en los tiempos iniciales del bombeo, el abatimiento se concentra localmente en torno al pozo y al transcurrir el tiempo aumenta su área de influencia; en este mismo sentido pero en mayor

escala espacio-temporal, la diferencia entre la recarga y el volumen extraído con respecto a las descargas naturales son compensadas por una reducción o aumento del almacenamiento en el acuífero.

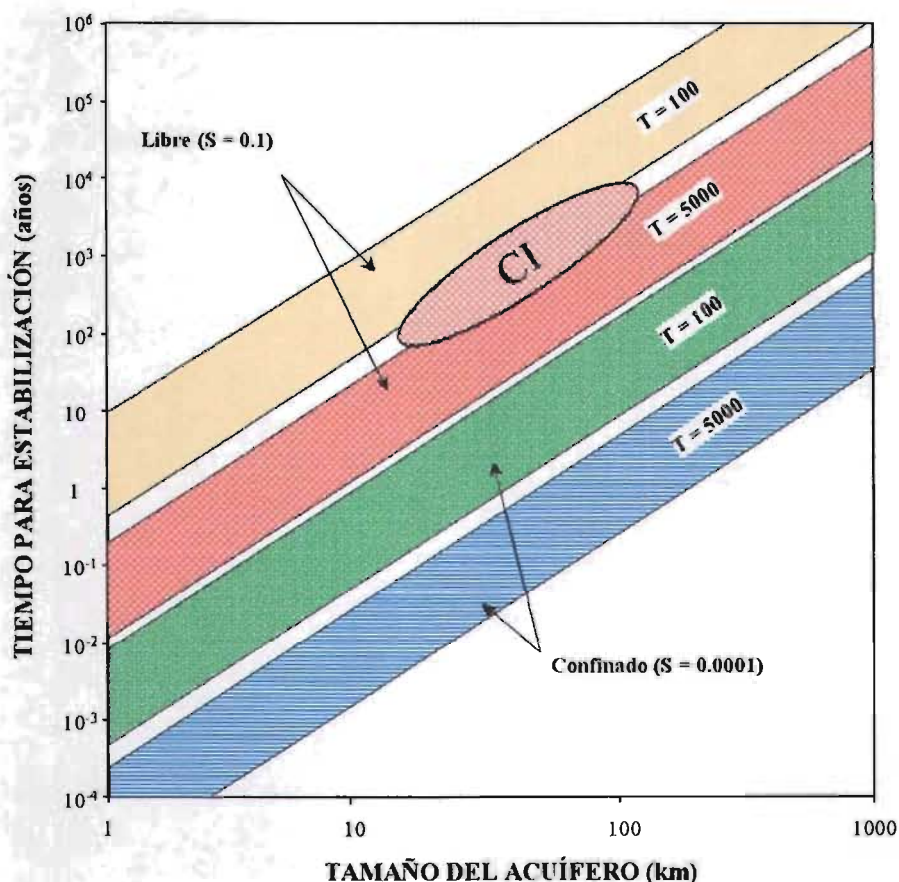


Figura 9.13 Tiempo para la estabilización de los abatimientos (en años) para un acuífero que ha experimentado un repentino cambio en el balance de agua, de acuerdo al tamaño (L, en km) y como una función de la transmisividad (T, m²/día) y el coeficiente de almacenamiento (S). El tiempo es proporcional a L²S/T. El tiempo de estabilización en los acuíferos de la CI es variable: de algunas décadas en algunas zonas hasta miles de años en otras (Modificado de Custodio, 1992).

Contrariamente a lo que sucede en un acuífero altamente transmisivo, donde los efectos transitorios son disipados en cuestión de días o semanas, en un acuífero grande con transmisividad baja los efectos de la recarga o la extracción pueden tardar decenas o miles de años para ser evidentes en los niveles piezométricos. En el caso particular de la CI, donde las dimensiones de los acuíferos alcanzan hasta los 100 km y las transmisividades oscilan entre 350 y 700 m²/d, el tiempo de estabilización sería de varias décadas en algunas zonas y en otras se requerirían miles de años.

9.5. SUMARIO Y COMENTARIOS ADICIONALES AL CAPÍTULO

El modelo numérico transitorio calibrado fue utilizado para evaluar la situación del agua subterránea en el futuro, explorando las opciones o decisiones más adecuadas de manejo y analizando los efectos que se tendrían a partir de tales decisiones. El modelo está basado en los principales aspectos que repercuten sobre la oferta y la demanda del recurso. Se consideraron las tendencias históricas y se proyectaron las demandas de la población con tres tasas diferentes de crecimiento; las demandas del desarrollo económico con especial énfasis en la agricultura fueron proyectadas considerando tres opciones de manejo y se incluyó además la variación de la recarga ante el cambio climático para la región pronosticado por tres modelos climáticos de circulación global. La predicción se realizó para los años 2010, 2015 y 2020, dando un total de 81 escenarios posibles; de los cuales solamente se analizaron cinco que incluyeron los dos escenarios extremos, el promedio y dos intermedios. Según los resultados, el efecto que tendría el clima sobre los volúmenes de la recarga serían de $\pm 5\%$ con los escenarios extremos para el 2020. El porcentaje de aumento con respecto a los volúmenes extraídos en el año 2000 en el mejor de los escenarios sería de 4, 6 y 8 % para los años 2010, 2015 y 2020, en el escenario promedio las extracciones se incrementarían en 18, 30 y 43 %, respectivamente. El peor de los escenarios pronostica aumentos del 29, 49 y 75 % para los años mencionados. Las demandas debidas al crecimiento poblacional representarían en todos los escenarios volúmenes inferiores al 6 % del total demandado. Los niveles piezométricos continuarán descendiendo aumentando la influencia de los grandes conos de abatimiento ya existentes. El comportamiento del nivel será crítico para el desarrollo de la agricultura, debido a los altos costos que representará bombear agua desde profundidades superiores a los 120 m, sin considerar el deterioro de su calidad química al mezclarse con agua profunda que asciende inducida por el bombeo. En estas condiciones, el desarrollo de la agricultura será económicamente incosteable o de poca rentabilidad, lo que obligaría a replantear esta actividad como base del desarrollo socioeconómico regional. Bajo el mejor de los escenarios, las pérdidas en el almacenamiento de los acuíferos no se reducirán, sino que tenderán a estabilizarse, esto significa que las alternativas de manejo futuro deberán estar enfocadas a incrementar la eficiencia en el uso del agua agrícola y no como tradicionalmente ha ocurrido buscando nuevas fuentes. A partir de estos resultados, se reafirma la conclusión que las condiciones climatológicas semi-áridas, la renovabilidad limitada del recurso hidráulico y las tasas de recarga bajas hacen de la CI un sistema de frágil equilibrio. Es preciso reconocer que el problema de la sobreexplotación del agua subterránea bajo los escenarios analizados no parece muy alentador, sin embargo debe ser visto como una etapa de adaptación a los efectos transitorios de los acuíferos, de propuestas metodológicas, de retos y oportunidades. Es indispensable emprender urgentemente acciones estratégicas para la búsqueda de la sustentabilidad del sistema hidrogeológico. Los resultados de las acciones evidentemente no serán inmediatos, hay que recordar que a esta situación se llegó luego de décadas de explotación intensiva y se requerirán otras tantas para la estabilización de los acuíferos. Será durante este proceso, cuando precisamente los modelos numéricos jugarán un papel relevante, pues continuarán siendo las mejores herramientas analíticas para evaluar el desarrollo del problema y la efectividad de las acciones.

Finalmente, tal vez una de las contribuciones más significativas del presente trabajo es que demuestra que el criterio tradicionalmente empleado para determinar la disponibilidad del agua subterránea con base en el volumen de la recarga, carece de validez. En consecuencia, surge la necesidad de revisar los criterios de manejo para que los volúmenes de extracción sean definidos con base en los volúmenes de captación. Esto tendría profundas implicaciones en el manejo de otras cuencas semi-áridas donde la explotación intensa ya ha alterado el equilibrio hidrogeológico.

CAPÍTULO X

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

10.1. CONCLUSIONES

No obstante la complejidad del concepto de sobreexplotación del agua subterránea y de las limitaciones actuales en el conocimiento de la gran diversidad de mecanismos involucrados en dicho fenómeno, la Cuenca de la Independencia reúne los elementos principales para considerarla como un sistema hidrogeológico sobreexplotado. Esto es el resultado por un lado de una reducida disponibilidad del agua subterránea determinada por las condiciones climatológicas semiáridas, los bajos volúmenes de la recarga y una limitada renovabilidad del recurso hidráulico; y por el otro, de la intensiva extracción llevada a cabo durante las últimas décadas. La ubicación de la cuenca en el cinturón desértico mundial le confiere condiciones semiáridas con una precipitación histórica media anual de solamente 576 mm, es decir por debajo del promedio nacional (777 mm/año). Además, por situarse a una altura mayor que sus cuencas vecinas, las aportaciones que constituyen los escurrimientos laterales son inexistentes, quedando limitada su recarga únicamente por la precipitación. De acuerdo con los resultados obtenidos con el modelo de flujo en estado estacionario, bajo condiciones naturales el volumen anualmente recargado representa aproximadamente el 8 % del volumen total precipitado durante el mismo período. Los tiempos de tránsito promedio del agua subterránea en los acuíferos, calibrados con edades radiométricas del agua a lo largo de las trayectorias del flujo, indican que se requieren hasta 13,000 años para que el agua circule desde los bordes de la cuenca hasta las zonas de descarga. En esta zona, la confluencia de los tres sistemas de flujo da como resultado una mezcla de agua subterránea con una edad de aproximadamente 6,000 años. El tiempo de renovabilidad natural del sistema hidrogeológico y las bajas concentraciones reportadas de tritio en el agua subterránea, hablan a favor de un recurso hidráulico con características fósiles, no renovable en términos de la escala humana y altamente vulnerable a su agotamiento en las condiciones actuales de explotación.

Durante los últimos cincuenta años, la intensa explotación del agua subterránea ha sido un factor decisivo para impulsar el desarrollo socioeconómico de la región. Sin embargo, se ha alterado el frágil equilibrio hidrogeológico mantenido durante miles de años. Estas alteraciones se manifiestan por un acelerado descenso del nivel del agua (2 - 3 m/año) que alcanza en las zonas más críticas hasta los 100 m de abatimiento generando una inversión en los gradientes hidráulicos naturales; una notable disminución en el nivel base del río y las descargas de los manantiales, una afectación gradual de los ecosistemas que dependen del nivel somero del agua y un deterioro progresivo en la calidad química del agua subterránea que afecta a las actividades agrícolas y al consumo humano. Esto último resulta del incremento en el contenido de sales en el agua subterránea y en los costos del bombeo al extraer agua de mayor profundidad, que a su vez se traduce en un bajo rendimiento de los cultivos y en un deficiente lavado de los suelos agrícolas.

El análisis de las evidencias y manifestaciones del flujo subterráneo, al igual que la información obtenida de antiguos aprovechamientos resultaron una útil herramienta para el establecimiento del modelo conceptual. Permitiendo además, evaluar el sistema hidrogeológico en condiciones previas a las perturbaciones ocasionadas por la explotación, evitando utilizar condiciones perturbadas como condiciones iniciales, lo que hubiese provocado una sobreestimación en componentes críticos del balance como la recarga. Por otra parte, el análisis de la evolución piezométrica indica que el nivel ha descendido siguiendo tres patrones principales de comportamiento: (a) descenso constante de 0.6 m/año aproximadamente, en las subcuencas de San Luis de la Paz, San Diego de la Unión y El refugio; (b) descenso inicial acelerado (3.6 m/año) con tendencia a la estabilización en la subcuenca de San José Iturbide – Doctor Mora; y (c) descenso inicial moderado seguido de un importante aumento en la velocidad de abatimiento en las últimas dos décadas (2.6 m/año), como ocurre en las subcuencas de Laguna Seca, Dolores Hidalgo y San Felipe. Los resultados del modelo de flujo calibrado en estado transitorio permitieron evaluar la evolución de los componentes del balance hidrogeológico. Se incrementó el volumen total de la recarga en un 20 % debido al bombeo durante el período analizado, se favoreció la infiltración a través del río Laja con lo que dejó de ser una corriente permanente en el año de 1970 y, a partir de este año, el volumen recargado resultó insuficiente ante los acelerados ritmos de la extracción.

El análisis de los balances hidrogeológicos obtenidos con el modelo confirma la naturaleza compleja y multidireccional de los sistemas hidrogeológicos, con lo que el criterio tradicionalmente empleado para definir la disponibilidad o la explotación del agua subterránea con base en el volumen de la recarga carece de sustento. Considerando además, que los efectos negativos de la explotación se manifiestan mucho antes de alcanzar los volúmenes anuales de la recarga. Se precisa, por lo tanto, de una profunda revisión de este criterio. La explotación duradera del recurso hidráulico debe ser definida con base en los volúmenes de captura, los cuales son significativamente más pequeños que la recarga y varían de acuerdo con el régimen de extracción. Los volúmenes de captura están determinados por las diferencias en la recarga inducida por el bombeo, las diferencias en las descargas superficiales al decrecer las aportaciones subterráneas y las tasas con las que se hace uso del volumen almacenado en los acuíferos.

Los resultados de la modelación de escenarios futuros indican que la situación del agua subterránea será aún más crítica que la actual. Las áreas agrícolas con niveles piezométricos profundos (> 120 m) serán cada vez mayores, el tamaño de las áreas de afectación variará significativamente dependiendo de los escenarios. Bajo esta perspectiva y ante la imposibilidad de incrementar la oferta, las alternativas futuras más viables para manejar eficientemente el recurso deberán estar enfocadas a la reducción de la demanda, específicamente en el sector agrícola. En el escenario más optimista se incluyen acciones que promuevan el control en la transformación de la superficie de riego, el cambio en el patrón de cultivos como la alfalfa y el maíz, con altas demandas hídricas, por cultivos como la avena y la sustitución del 30 % en la infraestructura hidroagrícola con el fin de lograr incrementos en la eficiencia de conducción en un 10 % y un 20 % en la aplicación del riego. La adopción de estas acciones conduciría a la estabilización de los volúmenes tomados del almacenamiento de los acuíferos como primer paso hacia el manejo integral del agua subterránea.

Con base en el conocimiento de las características hidrogeológicas e hidrodinámicas de la Cuenca de la Independencia, se espera que esta investigación sea un catalizador para la acción de personas y organizaciones que están en condiciones de contribuir a la solución de los problemas vinculados al agua. Considerando siempre que la perspectiva de manejo adoptada en el largo plazo deberá contemplar la equidad y la responsabilidad intergeneracional para cumplir con los compromisos y necesidades, actuales y futuras, que demanda el desarrollo

10.2. RECOMENDACIONES

A continuación se proponen algunas acciones estratégicas para contribuir al manejo adecuado del recurso hidráulico a mediano y largo plazo, se incluye además una serie de medidas para mitigar los efectos derivados de la explotación intensiva del agua subterránea en la CI.

- 1.- Se requiere una profunda revisión de los criterios prácticos de manejo del agua subterránea, con el fin de elaborar un plan de gestión de gran visión basado en diagnósticos que contemplen a la CI como la unidad fundamental para el manejo de los recursos naturales, el desarrollo económico y el bienestar de sus habitantes. El criterio de explotación no deberá seguir sustentado en la magnitud de la recarga ni la cuenca deberá considerarse como dos entidades independientes debido a que no existen evidencias físicas, químicas e hidrogeológicas que soporten y justifiquen esta división. La planeación y manejo administrativo del recurso deberá estar basado en criterios hidrogeológicos, con esto se evitarían errores como la cuantificación de la disponibilidad del agua subterránea, se facilitarían los balances y se aumentaría la efectividad de las acciones.
- 2.- Mejorar el conocimiento del sistema hidrogeológico mediante el desarrollo de investigaciones que tengan como objetivo detallar la configuración de las unidades

hidroestratigráficas a profundidad, la distribución de las propiedades hidráulicas como la conductividad hidráulica y el rendimiento específico mediante pruebas hidráulicas de larga duración y pozos de observación. Se necesita un mejor entendimiento de algunos procesos como la recarga, la evapotranspiración y la vulnerabilidad de los acuíferos a la contaminación.

- 3.- Revisar los planes municipales y estatales de desarrollo, fomentando el establecimiento de industrias “secas y limpias”, es decir con bajos requerimientos hídricos para el desarrollo de sus procesos y bajas emisiones de contaminantes. Se requiere preservar el recurso en términos de su cantidad y calidad, aquí hay que recordar que un acuífero contaminado es igual o peor que uno sobreexplotado. Deberá ser requisito para el establecimiento y operación de las empresas e industrias existentes y futuras, que cuenten con plantas de tratamiento de agua y utilicen en sus procesos principalmente aguas recicladas. Es de vital importancia considerar las condiciones climáticas y la escasez de los recursos hidráulicos en la elaboración de futuros planes integrales de desarrollo económico regional (agrícola, industrial, ganadero, urbano, etc.).
- 4.- Diseñar y poner en operación un ambicioso plan de desarrollo agrícola integral basado en estímulos e incentivos que incluya: (a) la regulación de la transformación de tierras agrícolas de temporal por tierras de riego, (b) el control de las extracciones mediante la instalación de macromedidores en los pozos agrícolas, (c) la promoción de prácticas de riego agrícola como el riego nocturno, (d) el mejoramiento de la infraestructura hidroagrícola para aumentar la eficiencia en la conducción como el revestimiento de canales de riego, el mantenimiento de tuberías, etc., (e) la sustitución de sistemas de riego antiguos por sistemas basados en nuevas tecnologías más eficientes como la fertirrigación o los sistemas presurizados, (f) la construcción de invernaderos para cultivos con mayor rentabilidad económica, (g) la nivelación de tierras agrícolas con modernas tecnologías como el láser para mejorar las eficiencias de aplicación, (h) la capacitación de los agricultores en las técnicas de labranza y riego, (i) el empleo de semillas más resistentes a la sequía y/o salinidad en los suelos, (j) la organización de los productores agrícolas y pecuarios para acceder a los mercados nacional e internacional, (k) la sustitución de cultivos con altos requerimientos hídricos por cultivos de menor consumo de agua, por ejemplo sustituir la alfalfa por la avena ebo. Estas serían solo algunas de las alternativas para reducir las extracciones. La participación de este sector será fundamental en la solución de muchos de los problemas ocasionados por la escasez de agua. Las experiencias de la agricultura en otras cuencas semi-áridas han mostrado que se puede producir más con menos agua.
- 5.- Establecer un programa de rehabilitación y saneamiento del río Laja para controlar los escurrimientos, mantener la humedad y retener el agua al máximo posible. Esto involucra acciones como la construcción de terrazas de infiltración, control de las extracciones de grava y arena, desarrollo de cobertura vegetal, protección de microambientes y reforestación de los márgenes. Estas acciones será primordiales

en la recuperación de la zona que naturalmente ha funcionado como sitio de recarga en el acuífero.

- 6.- Mejorar la red piezométrica existente, redistribuyendo los pozos de observación y dotándolos de sistemas automatizados de adquisición permanente de información. Un sistema similar deberá ser instalado para monitorear la calidad del agua superficial y subterránea, o en su defecto un programa continuo de monitoreo cuyos resultados estén disponibles para consulta del público en general. Continuar con los programas existentes de bordería y rehabilitación de microcuencas. No hay que despreciar el valor de estas acciones, porque si bien es cierto que los bordos no inciden directamente en la recarga, evitan que se siga extrayendo más agua de los acuíferos. Por otro lado, el programa de rehabilitación de microcuencas es valioso ya que involucra a los propios habitantes en la protección y manejo de sus recursos. La participación de los propios habitantes y usuarios, en opinión de los especialistas, es un aspecto del que depende poner en práctica un programa de gestión o quedarse en la teoría.
- 7.- Proteger las áreas de recarga ubicadas en las zonas montañosas que rodean la cuenca, declarándolas áreas naturales protegidas y sometiénolas a intensivos programas de reforestación. Esto incluye la elaboración de diagnósticos e inventarios de los recursos naturales, protección contra los incendios forestales y la tala clandestina.
- 8.- Se requiere una revaloración del agua subterránea como un bien de propiedad común, la promoción de una mayor conciencia social, la adopción de tarifas más justas sin olvidar el carácter social, ético y humanitario que tiene el acceso y uso del recurso. Esto incluye también una profunda revisión a la política de subsidios en la energía eléctrica. No es posible aspirar al manejo sustentable del recurso ni impulsar el desarrollo con justicia de una sociedad, cuando los beneficios de la extracción son individuales y los problemas generados por la sobreexplotación son colectivos.
- 9.- Fortalecer las instituciones de manejo del agua en forma efectiva, con un buen conocimiento de los acuíferos, con personal calificado y eficiente, instalaciones y recursos económicos adecuados y asesoría de expertos y científicos. Es importante el intercambio de experiencias con otras instituciones y organismos que enfrenten problemáticas similares en otras regiones del país y del extranjero. Es deseable que estas instituciones también sirvan como centros de información, donde se aprovechen los últimos avances en las tecnologías de la comunicación, donde se concentren, desarrollen y difundan bases de datos con información hidrogeológica, censos de aprovechamientos, censos de usuarios y profesionistas relacionados con el sector hidráulico.
- 10.- Empezar programas continuos de educación ambiental a la sociedad, en los que se incluyan a políticos, administradores, empresarios, agricultores y público en general. La información impartida en estos programas deberá ser objetiva y ajena a

intereses sectoriales, políticos, religiosos e individuales. Las propias universidades estatales podrían tomar parte activa en esta tarea, tanto en el desarrollo de material, supervisión, difusión y divulgación a través de los canales adecuados. Estos programas evitarían en el mediano plazo una crisis social, económica y ambiental.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams B. y McDonald A. M. (1998) Aquifer susceptibility to side-effects of groundwater exploitation. *en*: Robins N. S. (Ed.) Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability. *Geological Society Special Publication n. 130*, p. 71-76.
- Adem J. (1982) Simulation of the annual cycle of climate with a thermodynamic numerical model. *Geofísica Internacional*, v. 21, n. 3, p. 229-247.
- Aguillón-Robles A., Aranda-Gómez J. J. y Solorio-Munguía G. J. (1994) Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 29-42.
- Ahmed S., de Marsily G., y Talbot A. (1988) Combined use of hydraulic and electrical properties of an aquifer in a geostatistical estimation of transmissivity. *Ground Water*, v. 26, n. 1, p. 78-86.
- Alaniz-Ruiz E. (2002) Evolución geológica de la CI y sus alrededores, estado de Guanajuato, México. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., 88 p.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego A. F., Reyes-Zaragoza M. A., Orozco-Esquivel M. T., Ojeda-García A. C. y Vassallo L. F. (2001) Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, n. 2, p. 129-148.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F., Orozco-Esquivel M. T., Vassallo L. F. y Xu S. (2002a) El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LfV, p. 12-29.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F., Morán-Zenteno D. J. y Alba-Aldave L. (2002b) Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- Alley W. M., Reilly T. E. y Franke O. L. (1999) Sustainability of ground-water resources. U.S. Geological Survey Circular 1186, Denver, Colorado, USA, 79 p.
- Aguirre-Díaz G. J. (1996) Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, n. 1, p. 10-51.
- Aguirre-Díaz G. y McDowell F. W. (1991) The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13373-13388.
- Aguirre-Díaz G. y McDowell F. W. (1993) Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1435-1444.
- AMSMA (Amigos del Museo de San Miguel de Allende) (1994) Descripción de la villa de San Miguel el Grande y su alcaldía mayor, por Juan Benito Díaz de Gamarra. 1ª. Edición, Amigos del Museo de San Miguel de Allende, A. C., México, D. F., 86 p.
- Anderson M. P. (1989) Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 501-511.
- Anderson M. P., Aiken J. S., Webb E. K. y Mickelson D. M. (1999) Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 187-199.
- Anderson M. P. y Cheng X. (1993) Long- and short-term transience in a groundwater/lake system in Wisconsin, USA. *Journal of Hydrology*, v. 145, p. 1-18.
- Anderson M. P. y Woessner W. W. (1992) Applied groundwater modeling. 1ª. Edition, Academic Press, San Diego, CA, USA, 381 p.
- Aranda-Gómez J. J. y Henry C. D. (1992) Fallamiento cuaternario cerca de la ciudad de Durango - naturaleza del período de deformación más joven a extensión multiepisódica en el noroeste de México. *GEOS*, v. 12, n. 5, p. 53-54.
- Aranda-Gómez J. J., Henry C. D., Lühr J. F. y McDowell F. W. (1997) Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces. In: Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursion, México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 41-84.
- Aranda-Gómez J. J. y McDowell F. W. (1998) Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.

- Aranda-Gómez J. J., Aranda-Gómez J. M. y Nieto-Samaniego Á. F. (1989) Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 8, n. 1, p. 33-46.
- Aranda-Gómez J. J., Henry C. D. y Luhr J. F. (2000) Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 59-71.
- Aranda-Gómez J. J., Luhr J. F., Housh T. B., Connor C. B., Becker T. y Henry C. D. (2003) Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, n. 3, p. 298-313.
- Armillas P. (1991) Condiciones ambientales y movimientos de pueblos en la frontera septentrional de Mesoamérica. En: Pedro Armillas: vida y obra. Rojas-Rabiela T. (Ed.), Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, México, D. F., v. 2, p. 207-232.
- Arnell N. W. (2004) Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, v. 14, n. 1, 31-52.
- Arreguín-Mañón J. P. (1998) Aportes a la historia de la geohidrología en México, 1890-1995. 1ª Edición, Asociación Geohidrológica Mexicana A. C. - Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, México, D. F., 128 p.
- Asprion U. y Aigner T. (1999) Towards realistic aquifer models: three-dimensional georadar surveys of Quaternary gravel deltas (Singen Basin, SW Germany). *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 281-297.
- ASCE (American Society of Civil Engineers) (1998) Sustainability criteria for water resource systems. Task Committee on Sustainable Criteria, ASCE, Reston, VA, USA, 253 p.
- ASTM (American Society of Testing and Materials) (1997) PS 78-97 Provisional guide for selecting surface geophysical methods. Philadelphia, PA, USA, 10 p.
- ASTM (American Society for Testing and Materials) (1994a) Standard guide for defining boundary conditions in ground-water flow modeling. Designation D 5609-94, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, PA, USA, 4 p.
- ASTM (American Society for Testing and Materials) (1994b) Standard guide for conducting a sensitivity analysis for a ground-water flow model application. Designation D 5611-94, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, PA, USA, 5 p.
- Atwater T. (1989) Plate tectonic history of northeast Pacific and western North America. In: The eastern Pacific Ocean and Hawaii. Winterer E. L., Hussong D. M. y Decker R. W. (Eds.), Geological Society of America. *Geology of North America*, v. N, p. 21-71.
- Axen G. J., Taylor W. J. y Bartley J. M. (1993) Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 56-76.
- Babu P. R., Subrahmanyam K. y Dhar R. L. (2001) Geoenvironmental effects of groundwater regime in Andhra Pradesh, India. *Environmental Geology*, v. 40, n. 4-5, 623-642.
- Barnes C. J. (1995) The art of catchment modeling: what is a good model?. *Environment International*, v. 21, n. 5, p. 747-751.
- Barwell V. K. y Lee D. R. (1981) Determination of horizontal-to-vertical hydraulic conductivity from seepage measurement on lakebeds. *Water Resources Research*, v. 17, n. 3, p. 565-570.
- Bazuhair A. S. y Wood W. W. (1996) Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia. *Journal of Hydrology*, v. 186, p. 153-159.
- Bear J. (1972) Dynamics of fluids in porous media. 1ª. Edition, American Elsevier, New York, USA, 764 p.
- Beres M. y Haeni F. P. (1991) Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeology studies. *Ground Water*, v. 29, n. 3, p. 375-386.
- Bexfield L. M. y McAda D. P. (2003) Simulated effects of ground-water management scenarios on the Santa Fe Group Aquifer System, Middle Rio Grande Basin, New México, 2001-40. United States Geological Survey, Albuquerque, New México, Water-Resources Investigations Report 03-4040, 44 p.
- Birkle P., Torres Rodríguez V. y González Partida E. (1998) The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption. *Hydrogeology Journal*, v. 6, p. 500-517.
- Bobba A. G., Bukata R. P. y Jerome J. H. (1992) Digital processed satellite data as a tool in detecting potential groundwater flow systems. *Journal of Hydrology*, v. 131, p. 25-62.
- Bolaños G. M. (1999) Estimación de los volúmenes de agua usados en zonas de riego mediante el uso eficiente de sensores remotos. Tesis de Maestría, Especialidad de Hidrociencias, Colegio de Postgraduados, Montecillos, Estado de México, 87 p.
- Bolaños-González M., Palacios-Vélez E., Scott C. y Exebio-García A. (2001) Estimación del volumen de agua usado en una zona de riego mediante una imagen de satélite e información complementaria. *Agrociencia*, v. 35, p. 589-597.
- Boman G. K., Molz F. J. y Guven O. (1995) An evaluation of interpolation methodologies for generating three-dimensional hydraulic property distributions from measured data. *Ground Water*, v. 33, n. 2, p. 247-258.
- Bostford C. W. (1909) Geology of Guanajuato district. *Engineering and Mining Journal*, v. 87, p. 691-694.

- Bourouai F., Vachaud G. y Chen T. (1998) Prediction of the effect of climatic changes and land use management on water resources. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 23, n. 4, p. 379-384.
- Bouwer H. (1978) Groundwater hydrology. 1^{ra} Edición, McGraw-Hill, Inc., New York, USA, 480 p.
- Braniff B. C. (1998) Morales, Guanajuato, y la tradición Chupicuaro. 1^a Edición. Serie Arqueología, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, D. F., 134 p.
- Braniff B. C. (2000) Sistemas agrícolas prehispánicos en la Gran Chichimeca. En: Nómadas y sedentarios en el norte de México. Hers M. A., Mirafuentes J. L., Soto M. D. y Vallebuena M. (Eds.), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, México, D. F. p. 127-142.
- Bradbury J. P. (1989) Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, v. 8, p. 75-100.
- Brajos G. F. R., Hernández S. A., Aguilar H. O. A., Aguilar G. R., Morales H. J., Tapia N. C. A., Bustos C. D. E. y Carmona S. S. (2001) Diversidad rural en el norte de Guanajuato. Problemas, necesidades y tendencias de desarrollo de los sistemas de producción agropecuarios y los productores. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, Campo Experimental Norte de Guanajuato, San Luis de la Paz, Guanajuato, México, Publicación Especial n. 1, 162 p.
- Bredehoeft J. D. (1997) Safe yield and the water budget myth. *Ground Water*, v. 35, n. 6, p. 929.
- Bredehoeft J. D. (2002) The water budget myth revisited: Why hydrogeologists model. *Ground Water*, v. 40, n. 4, p. 340-345.
- Bredehoeft J. D. y Konikow L. F. (1992a) Ground-water models cannot be validated. *Advances in Water Resources*, v. 15, n. ., p. 75-83.
- Bredehoeft J. D. y Konikow L. F. (1992b) Reply to comment by de Marsily G., Combes P. y Goblet P. *Advances in Water Resources*, v. 15, n. 6, p. 367-369.
- Bredehoeft J. D., Papadopoulos S. S. y Cooper H. H. (1982) The water budget myth. In: Scientific basis of water resource management, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, D. C., p. 51-57.
- Bromley J., Edmunds W. M., Fellman E., Brouwer J., Gaze S. R., Sudlow J., y Taupin J. D. (1997) Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *Journal of Hydrology*, v. 188-189, p. 139-154.
- Brown R. B. (1984) The paleoecology of the northern frontier of Mesoamerica. Ph. D. Thesis, University of Arizona, Tucson, AZ, USA, 127 p.
- Brown R. H. (1963) The cone of depression and the area of diversion around a discharging well in an infinite strip aquifer subject to uniform recharge. U. S. Geological Survey Water Supply Paper 1545C.
- Butzer K. W. y Butzer E. K. (1997) The 'Natural' vegetation of the Mexican Bajío: Archival documentation of a 16th-century savanna environment. *Quaternary International*, v. 43/44, p. 161-172.
- Caballero-Miranda M. E. (1997) Reconstrucción paleolimnológica del Lago de Chalco, México, durante el último glaciar - El registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 A.P. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 1, p. 91-100.
- Caballero M. y Ortega-Guerrero B. (1998) Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, v. 50, p. 69-79.
- Calver A. (2001) Riverbed permeabilities: Information from pooled data. *Ground Water*, v. 39, n. 4, p. 546-553.
- Cameron K. L. y Robinson J. V. (1990) Comments on "Nd-Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary volcanics in Mexico" by Ruiz J., Patchett P. J. and Arculus R. J. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 609-614.
- Campa M. F. y Coney P. J. (1983) Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa M. F. y Ramírez J. (1979) La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad de Guerrero, Serie Tectónico Científica, 102 p.
- Campana M. E. (1987) Generation of ground-water age distributions. *Ground Water*, v. 25, n. 1, p. 51-58.
- Campos D. F. (2000) Calibraciones y aplicación del modelo de Crawford modificado en la zona norte de la cuenca del río Lerma, en Guanajuato. *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 15, n. 2, p. 63-74.
- Carranza-Castañeda O. (1989) Rinocerontes de la fauna local rancho El Ocote, Mioceno Tardío (Henfiliano Tardío) del estado de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, v. 8, n. 1, p. 88-99.
- Carranza-Castañeda O. (1992) Una nueva localidad del Henfiliano Tardío en la Mesa Central de México. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, v. 10, n. 2, p. 179-196.
- Carranza-Castañeda O. y Ferrusquía-Villafranca I. (1978) Nuevas investigaciones sobre la fauna Rancho El Ocote, Plioceno Medio de Guanajuato, México. Informe preliminar. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, v. 2, n. 2, p. 163-166.
- Carrasco-Núñez G., Milán M. y Verma S. P. (1989) Geología del volcán Zamorano, estado de Querétaro. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 8, n. 2, p. 194-201.

- Carrera J. y Neuman S. P. (1986a) Estimation of aquifer parameters under transient and steady conditions. 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resources Research*, v. 22, n. 2, p. 199-210.
- Carrera J. y Neuman S. P. (1986b) Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms. *Water Resources Research*, v. 22, n. 2, p. 211-227.
- Carrera J. y Neuman S. P. (1986c) Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions. 3. Application to synthetic and field data. *Water Resources Research*, v. 22, n. 2, p. 228-242.
- Carrillo-Rivera J. J. (1990) Discusión al balance de aguas subterráneas en cuencas volcánicas terciarias de México. *Geofísica Internacional*, v. 29, n. 2, p. 113-118.
- Carrillo-Rivera J. J. (2000) Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal*, v. 8, p. 503-520.
- Carrillo-Rivera J. J., Cardona A. y Moss D. (1996) Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. *Journal of Hydrology*, v. 185, p. 23-44.
- Carrillo-Rivera J. J., Clark I. D. y Fritz P. (1992) Investigating recharge of shallow and paleogroundwaters in the Villa de Reyes basin, SLP, Mexico, with environmental isotopes. *Applied Hydrogeology*, v. 4, p. 35-48.
- Cassiani G. y Medina M. A. (1997) Incorporating auxiliary geophysical data into ground-water flow parameter estimation. *Ground Water*, v. 35, n. 1, p. 79-91.
- Castañeda-López C., Cervantes B., Crespo-Oviedo A. M. y Flores-Morales L. M. (1989) Poblamiento prehispánico en el centro norte de la frontera mesoamericana. Instituto Nacional de Antropología e Historia, Antropología, octubre-diciembre de 1989, nueva época, n. 28, p. 34-43.
- Castellán E. (2001) Water management in the Mexico City Metropolitan Area: The hard way to learn. In: Frontiers in urban water management; Deadlock or hope?. Tejada-Guibert J. A. y Macsimović C. (Eds.), Proceedings of the International Symposium held in Marseille, France, 18-20 junio 2001, Technical Documents in Hydrology n. 45, Paris, France, p. 263-268.
- Castellanos J. Z. R. (1998) Cambio en la calidad del agua subterránea debido al abatimiento de los niveles piezométricos en el estado de Guanajuato. en: Castellanos, J. Z. R., Carrillo-Rivera, J. J. y Hernández Yáñez C. Memorias del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 7-9 de Diciembre de 1998, León, Guanajuato. p. 137-152.
- CCE (Consejo Coordinador Empresarial) (1998) Eficiencia y uso sustentable del agua en México: Participación del sector privado. Consejo Coordinador Empresarial, Centro de Estudios Sociales, Políticos y Económicos para el Desarrollo Sustentable, México, D.F. 25 p.
- CEAG (Comisión Estatal del Agua de Guanajuato) (2001) Diagnóstico sectorial de agua potable y saneamiento 2000-2001. Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, Guanajuato, Año 5, n. 5, 169 p.
- CEASG (Comisión Estatal de Agua y Saneamiento de Guanajuato) (1999) Estudio hidrogeológico y modelo matemático del acuífero del Río Laja - San Felipe. Documentos del Plan Estatal Hidráulico de Guanajuato. Estudio realizado por Ingeniería Geológica Computarizada S. A. de C. V. bajo el contrato n. CEASG-APA-GTO-98-002, Guanajuato, Gto., México, 141 p.
- CEASG (Comisión Estatal de Agua y Saneamiento de Guanajuato) (2001) Diagnóstico sectorial de agua potable y saneamiento 1995-2000. Comisión Estatal del Agua y Saneamiento de Guanajuato, Guanajuato, 155 p.
- Centeno-García E., Ruiz J., Coney P. J., Patchett P. J. y Ortega-Gutiérrez F. (1993) Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Cerasetti B. y Mauri M. (2002) The Murghab delta paleochannel reconstruction on the basis of remote sensing from space. Conference Proceedings, Conference on Space Applications for Heritage Conservation, International Space University, Strasbourg, France, 5-8 november 2002, p. 18-27.
- CESPEDES (Centro de Estudios del Sector Privado para el Desarrollo Sustentable) (2000) El desafío del agua en la Ciudad de México. Centro de Estudios del Sector Privado para el Desarrollo Sustentable, Consejo Coordinador Empresarial, México, D. F., 120 p.
- Cerca-Martínez L. M., Aguirre-Díaz G. J. y López-Martínez M. (2000) The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato: A documented example of the transition from the Sierra Madre Oriental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, v. 42, p. 131-151.
- Chavalier F. (1976) La formación de los latifundios en México. 2^a Edición, Fondo de Cultura Económica, México, D. F., 217 p.
- Chioldi M., Monod O., Busnardo R., Gaspard D., Sánchez A. e Ita M. (1988) Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type Téthysien au Mexique central. *Geobios*, v. 21, p. 125-135.
- Chávez R. G. (1998) Estado actual del conocimiento del agua subterránea en el estado de Guanajuato. en: Castellanos, J. Z. R., Carrillo-Rivera, J. J. y Hernández Yáñez C. Memorias del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 7-9 de Diciembre de 1998, León, Guanajuato. p. 19-28.
- Chen X., Goetze J. y Summerside S. (1999) Hydraulic properties and uncertainty analysis for an unconfined alluvial aquifer. *Ground Water*, v. 37, n. 6, p. 845-854.
- Cheng X. y Anderson M. P. (1993) Numerical simulation of ground-water interaction with lakes allowing for fluctuating lake levels. *Ground Water*, v. 31, n. 6, p. 929-933.

- Cheng X. y Anderson M. P. (1994) Simulating the influence of lake position on groundwater fluxes. *Water Resources Research*, v. 30, n. 7, p. 2041-2049.
- CICLCh (Centro de Información de la Cuenca Lerma-Chapala) (1998) Fichas técnicas de las estaciones hidrométricas. Centro de Información de la Cuenca Lerma-Chapala. Reporte interno HIDROGTO/BASE11/VER1.0, 33 p.
- Clark I. D. y Fritz P. (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*. 1^{ra} Edition, Lewis Publishers, New York, NY, USA, 328 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1988) Definición del acuífero de la Laguna Seca, Guanajuato. Realizado por el Ing. Jorge Trujillo Candelaria para la Gerencia Estatal de la Comisión Nacional del Agua en Guanajuato, Celaya, Guanajuato, 45 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1992) Diagnóstico de las condiciones geohidrológicas actuales y de las alternativas de operación del acuífero de la Cuenca Alta del Río Laja, estado de Guanajuato. Estudio realizado por Consultores en Geología, S. A. de C. V. bajo el contrato n. CNA-GRLB-034/92 para la Gerencia Regional Lerma-Balsas de la Comisión Nacional del Agua, México, D. F. 108 p. + anexos.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1995) Programa hidráulico 1995-2000. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, México, D.F. 70 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (Comisión Nacional del Agua) (1996) Actualización del estudio geohidrológico de la cuenca de Laguna Seca, Guanajuato. Informe técnico realizado por la empresa Proyectos Antares S.A. de C.V. bajo el contrato GAS-011-96 para la Gerencia de Aguas Subterráneas de la Comisión Nacional del Agua, México, D. F., 201 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1997) Estrategias del sector hidráulico. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, México, D.F. 45 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1997) Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales. CD-ROM 2: Región VIII (Lerma), Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1998) Diagnóstico Lerma-Santiago-Pacífico. Gerencia de Estudios para el Desarrollo Hidráulico Integral. México, D. F., 581 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (1999) Panorama actual del agua en México. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, México, D.F. 32 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2000a) El agua en México: retos y avances. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, México, D.F. 172 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2000b) Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000, Conservación del recurso agua – Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, Diario Oficial de la Federación, 17 de Abril de 2002, México, D. F. 17 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2000c) Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Laguna Seca, estado de Guanajuato. Gerencia de Aguas Subterráneas, Comisión Nacional del Agua, México, D. F., 31 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2001) Compendio básico del agua en México. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, México, D.F. 72 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2002a) Compendio básico del agua en México. 1^a Edición, Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Programación, Gerencia de Planeación Hidráulica, México, D. F., 96 p.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) (2002b) Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Cuenca Alta del Río Laja, estado de Guanajuato. Gerencia de Aguas Subterráneas, Comisión Nacional del Agua, México, D. F., 31 p.
- CONAPO (Consejo Nacional de Población) (2003) Proyecciones de la población por municipio y localidad. Consejo Nacional de Población, Secretaría de Gobernación, Presidencia de la República, México, D.F., (www.conapo.gob.mx).
- Constable S. C., Parker R. L. y Constable C. G. (1987) Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, v. 52, n. 3, p. 289-300.
- Cooley R. L. (1977) A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 1. Theory and numerical properties. *Water Resources Research*, v. 13, n. 2, p. 318-324.
- Cooley R. L. (1979) A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 2. Application of statistical analysis. *Water Resources Research*, v. 15, n. 3, p. 603-617.
- Cooley R. L. (1982) Incorporation of prior information on parameters into nonlinear regression groundwater flow models. 1. Theory. *Water Resources Research*, v. 18, n. 4, p. 965-976.
- Corona-Chávez P. (1988) Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato. Tesis Profesional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, México, D. F., 60 p.
- Cooper H. H. y Jacob C. E. (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *American Geophysical Union Transactions*, v. 27, p. 526-534.
- Crawford N. H. (1984) Hydrologic computations at a small hydro site. In: Small and mini hydropower systems, Fritz J. J. (Ed.), 1st Edition, McGraw-Hill Co., New York NY, USA, p. 3-27.

- Croley T. E. (1997) Water resource predictions from meteorological probability forecasts. In: *Sustainability of water resources under increasing uncertainty*. Rosbjerg D., Boutayeb N. E., Gustard A., Kundzewicz Z. W. y Rasmussen P. F. (Eds.), International Association of Hydrological Sciences, Rabat, Morocco, p. 301-309.
- Cruz-Urbe D. y Neugebauer C. J. (2002) Sharp error bounds for the trapezoidal rule and Simpson's rule. *Journal of Inequalities in Pure and Applied Mathematics*, v. 3, n. 4, p. 1-22.
- Custodio E. (1992) Hydrogeological and hydrochemical aspects of aquifer overexploitation. en: Simmers I., Villarroya F. y Rebollo L. F. en: Simmers I., Villarroya F. y Rebollo L. F. (Eds.), Selected papers on aquifer overexploitation, 23^{er} Cong. International Association of Hydrogeologists, v. 3, p. 3-27.
- Custodio E. (2000) The complex concept of overexploited aquifer. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, serie A, n. 2, Fundación Marcelino Botín, Madrid, España, 63 p.
- Custodio E. (2002) Aquifer overexploitation: what does it mean?. *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 254-277.
- Custodio E. y Gurgul A. (1989) Groundwater economics. 1st. Edition, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 625 p.
- Custodio E. y Llamas M. R. (1976) Hidrología subterránea. 1^a Edición. Editorial Omega, Barcelona, España, 2 vols., 2350 p.
- das Gupta A. y Onta P. R. (1997) Sustainable groundwater resources development. *Hydrological Sciences Journal*, v. 42, n. 4, p. 565-582.
- Dávila-Alcocer V. M. y Martínez-Reyes J. (1987) Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato. Libro de Resúmenes, p. 19-20.
- De Cserna Z. (1989) An outline of the geology of Mexico. In: The geology of North America, vol. A. The geology of North America - An overview. The Geological Society of America, Boulder, CO, USA, p. 233-264.
- Demant A. (1978) Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 2, p. 172-187.
- Devlin J. F. y Sophocleous M. (en prensa) The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability. *Hydrogeology Journal*, en prensa (DOI 10.007/s10040-004-0354-0).
- DGE (Dirección General de Estadística) (1953) VII Censo General de Población, 1950. México, D.F.
- DGE (Dirección General de Estadística) (1962) VIII Censo General de Población, 1960. México, D.F.
- DGE (Dirección General de Estadística) (1972) IX Censo General de Población, 1970. México, D.F.
- Domenico P. A. (1972) Models and concepts in groundwater hydrology. International Series in the Earth and Planetary Sciences. 1st. Edition, McGraw-Hill Inc., New York, USA, 405 p.
- Doolittle W. E. (1996) Against the current and against the odds: Noria technology in México. Department of Geography, University of Texas. (<http://www.utexas.edu/depts/grg/eworks/articles/reviewed/1996/doolittle/noria.html>).
- Doorenbos J. y Pruitt W. O. (1976) Las necesidades de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, FAO, Roma, Italia, 213 p.
- Driscoll F. G. (1986) Groundwater and wells. 1st. Edition, Johnson Division, St. Paul, Minn., USA, 1089 p.
- Durazo J. y Farvolden R. N. (1989) The groundwater regime of the Valley of Mexico from historic evidence and field observations. *Journal of Hydrology*, v. 112, p. 171-190.
- Echegoyén-Sánchez J. (1978) Yacimientos minerales de la Sierra de Arperos y Comanja, estado de Guanajuato. *GEOMIMET*, n. 93, p. 44-73.
- Echegoyén-Sánchez J., Romero-Martínez S. y Velázquez-Silva S. (1970) Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín n. 75, 35 p., 3 mapas.
- Eckhardt K. y Ulbrich U. (2003) Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology*, v. 284, n. 1-4, p. 244-252.
- Edmunds W. M., Carrillo-Rivera J. J. y Cardona A. (2002) Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *Journal of Hydrology*, v. 258, n. 1, p. 1-24.
- Edmunds W. M. y Gaye C. B. (1994) Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, v. 156, p. 47-59.
- Edmunds W. M., Fellman E. y Goni I. B. (1999) Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society of London*, v. 156, p. 345-355.
- Edwards J. D. (1955) Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. United States Geological Survey, Professional Paper 264-F, p. 153-183.
- Edwards J. D. (1956) Estudio sobre algunos de los conglomerados rojos del Terciario inferior del Centro de México. Congreso Geológico Internacional XX, México, D. F., Monografía, 20 p.
- Ego F. y Ansan V. (2002) Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics*, v. 359, p. 189-208.
- Eguiluz de Antuñano S., Aranda-García M. y Marret R. (2000) Tectónica de la Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 1-26.
- Ellas-Herrera M. y Ortega-Gutiérrez F. (1998) The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center - Comment. *Tectonophysics*, v. 292, p. 321-326.

- El-Kadi A. I. (1995) Groundwater models for resources analysis and management. 1st. Edition, CRC Press Inc., Boca Raton, FL, USA, 367 p.
- Eroza E. S., Marmolejo M. M. A., Mata S. P., Méndez D. G., Sánchez-Reyes A. y Tascón J. A. M. (1999) El agua en la cosmovisión y terapéutica de los pueblos indígenas de México. 1^a Edición, Instituto Nacional Indigenista, México, D. F., 148 p.
- ESRI (Environmental Systems Research Institute) (1998) ArcView GIS version 3.1. Redlands, CA, USA, 1 CD-ROM.
- Etcheverry D. y Perrochet P. (2000) Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology Journal*, v. 8, p. 200-208.
- FAO (Food and Agriculture Organisation) (1998) CROPWAT: A computer program for irrigation planning and management. United Nations Food and Agriculture Organisation, Rome, Italy, (www.fao.org).
- Feng A., Cheng G. D. y Masao M. K. (2000) Trends of water resource development and utilization in arid north-west China. *Environmental Geology*, v. 39, n. 8, p. 831-838.
- Ferrari L. (2000) Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, 84-92.
- Ferrari L. y Rosas-Elguera J. (1999) Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic Zacoalco rift revisited. In: Cenozoic tectonics and vulcanism of Mexico. Delgado-Granados H., Aguirre-Díaz G. y Stock J. M. (Eds.). Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334, p. 1-23.
- Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli G., Petrone C. M. y Manetti P. (2000) Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, v. 318, p. 161-185.
- Ferrari L., Garduño V. H., Innocenti F., Manetti P., Pasquare G. y Vaggelli G. (1994) A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 107-124.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. y Carrasco-Núñez G. (1999) Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, v. 27, p. 303-306.
- Ferrari L., López-Martínez M. y Rosas-Elguera J. (2002) Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, v. 21, n. 4, p. 1-24.
- Fisher A. T., Barnhill M. y Revenaugh J. (1998) The relationship between hydrogeologic properties and sedimentary facies: An example from Pennsylvanian bedrock aquifers, southwestern Indiana. *Ground Water*, v. 36, n. 6, p. 901-912.
- Fitterman D. V. (1987) Examples of transient sounding for ground-water exploration in sedimentary aquifers. *Ground Water*, v. 25, n. 6, p. 685-692.
- Flach G. P., Hamm L. L., Harris M. K., Thayer P. A., Haselow J. S. y Smits A. D. (1998) A method for characterizing hydrogeologic heterogeneity using lithological data. In: Hydrogeologic models of sedimentary aquifers. Fraser G. S. y Davis J. M. (Eds.), SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in hydrogeology and environmental geology, n. 1, p. 119-136.
- Flores-López F. y Scott C. A. (2000) Superficie agrícola estimada mediante análisis de imágenes de satélite en Guanajuato, México. International Water Management Institute, Serie Latinoamericana n. 15, México, D. F., México, 45 p.
- Forster C. y Smith L. (1988a) Groundwater flow systems in mountainous terrain 1. Numerical modeling technique. *Water Resources Research*, v. 24, n. 7, p. 999-1010.
- Forster C. y Smith L. (1988b) Groundwater flow systems in mountainous terrain 2. Controlling factors. *Water Resources Research*, v. 24, n. 7, p. 1011-1023.
- Franke O. L. y Reilly T. E. (1987) The effects of boundary conditions on the steady-state response of three hypothetical ground-water systems; results and implications of numerical experiments. United States Geological Survey, Reston, VA, Water Supply Paper 2315, 19 p.
- Freeze R. A. y Cherry J. A. (1979) Groundwater, 1^a. Edición, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA, 604 p.
- Freydier C., Lapierre H. y Tardy M. (1998) The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center - Reply. *Tectonophysics*, v. 292, n. , p. 327-331.
- Freydier C., Martínez J. R., Lapierre H., Tardy M. y Coulon C. (1996) The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, v. 259, n. , p. 343-367.
- Freydier C., Martínez J. R., Lapierre H., Tardy M. y Coulon C. (2000) The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, n. , p. 325-336.
- Fries C. J., Hibbard C. W. y Dunckle D. H. (1955) Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collection*, v. 123, n. 7, 25 p.

- Galloway W. E. y Sharp J. M. Jr. (1998a) Characterizing aquifer heterogeneity within terrigenous clastic depositional systems. In: Hydrogeologic models of sedimentary aquifers. Fraser G. S. y Davis J. M. (Eds.), SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in hydrogeology and environmental geology, n. 1, p. 85-90.
- Galloway W. E. y Sharp J. M. Jr. (1998b) Hydrogeology and characterization of fluvial aquifer systems. In: Hydrogeologic models of sedimentary aquifers. Fraser G. S. y Davis J. M. (Eds.), SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in hydrogeology and environmental geology, n. 1, p. 91-106.
- Garbrecht J. y Martz L. W. (1997) Automated channel ordering and node indexing for raster channel networks. *Computers & Geosciences*, v. 23, n. 9, p. 961-966.
- García E. (1981) Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 3ª Edición, Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., 252 p.
- García E. G. (1998) Diagnóstico electromecánico de los sistemas de bombeo de agua subterránea en el estado de Guanajuato. en: Castellanos, J. Z. R., Carrillo-Rivera, J. J. y Hernández Yáñez C. Memorias del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 7-9 de Diciembre de 1998, León, Guanajuato. p. 160-167.
- García-Estrada G. (1998) Programas en FORTRAN para transformar los modelos digitales de elevaciones del INEGI escala 1:50000 a formato SURFER® binario, y para unir rejillas binarias de SURFER. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 14, n. 2, p. 101-117.
- Garduño-Monroy V. H. y Gutiérrez-Negrín L. C. (1992) Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 417-429.
- Gay-García C. (1999) México: una visión hacia el siglo XXI. El cambio climático en México. 1ª Edición, Instituto de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., 159 p.
- Geissler P. E. (1989) Seismic reflection profiling for groundwater studies in Victoria, Australia. *Geophysics*, v. 54, n. 1, p. 31-37.
- Gillham R. W. y Farvolden R. N. (1974) Sensitivity analysis of input parameters in numerical modeling of steady state regional groundwater flow. *Water Resources Research*, v. 10, n. 3, p. 529-538.
- González-Jiménez A. (2001) Manejo del agua de riego en los pastos de la planicie huasteca. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Centro de Investigación Regional del Noreste, Campo Experimental Ébano, Folleto Técnico n. 7, San Luis Potosí, S. L. P., 13 p.
- González-Villarreal F. y Garduño H. (1994) Water resources planning and management in Mexico. *Water Resources Development*, v. 10 n. 3, p. 239-255.
- Grant G. J. y Ruiz J. (1988) The Pb-Zn-Cu-Ag deposits of the Granadina Mine, San Francisco del Oro - Santa Bárbara district, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*, v. 83, p. 1683-1702.
- Griffen W. B. (2000) Observations on the limitations on data on the ethnohistory of Northern Mexico. En: Nómadas y sedentarios en el norte de México. Hers M. A., Mirafuentes J. L., Soto M. D. y Vallebuena M. (Eds.), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, México, D. F. p. 249-274.
- Gross W. H. (1975) New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Guerrero-Reynoso V. (1998) Participación social en el aprovechamiento de aguas subterráneas, el caso de Guanajuato. en: Castellanos, J. Z. R., Carrillo-Rivera, J. J. y Hernández Yáñez C. Memorias del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 7-9 de Diciembre de 1998, León, Guanajuato. p. 32-42.
- Haitjema H., Kelson V. y de Lange W. (2001) Selecting MODFLOW cell sizes for accurate flow fields. *Ground Water*, v. 39, n. 6, p. 931-938.
- Halford K. J. (1999) Effects of steady-state assumption on hydraulic conductivity and recharge estimates in a surficial aquifer system. *Ground Water*, v. 37, n. 1, p. 70-79.
- Harbaugh A. W., Banta E. R., Hill M. C. y McDonald M. G. (2000) MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. United States Geological Survey, Open-File Report 00-92, Reston, VA, USA, 121 p.
- Harry D. L., Sawyer D. S. y Leeman W. P. (1993) The mechanics of continental extension in western North America: implications for the magmatic and structural evolution of the Great Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 117, p. 59-71.
- Hasenaka T., Ban M. y Delgado-Granados H. (1994) Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones. *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 125-138.
- Helweg O. J. (2000) Water for a growing population: water supply and groundwater issues in developing countries. *Water International*, v. 25, n. 1, p. 33-39.
- Henry C. D. (1989) Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1147-1156.
- Henry C. D. y Aranda-Gómez J. J. (1992) The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry C. D. y Aranda-Gómez J. J. (2000) Plate interactions control middle-late Miocene, Proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-25.

- Henry C. D. y Fredrikson G. (1987) Geology of part of southern Sinaloa, Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America*, Map and Chart Series MCH063, 1 map.
- Henry C. D., Price J. G. y James E. W. (1991) Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13545-13560.
- Hernance J. F. (1999) A mathematical primer on groundwater flow. 1^{ra} Edition, Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, NJ, USA, 230 p.
- Hiscock K. M., Rivett M. O. y Davison R. M. (2002) Sustainable groundwater development. In: Sustainable groundwater development. Hiscock K. M., Rivett M. O. y Davison R. M. (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, v. 193, p. 1-14.
- Horton R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basin, hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, p. 275-370.
- Hudson M. (2002) Groundwater sustainability and water resources planning for the East Midlands resource zone. In: Sustainable groundwater development. Hiscock K. M., Rivett M. O. y Davison R. M. (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, v. 193, p. 91-98.
- Hufschmidt M. M. (1993) Water policies for sustainable development. In: Water for sustainable development. Biswas A. K., Jellali M., Stout G. E. (Eds.). Oxford University Press, New Delhi, India, p. 60-69.
- Hulme P., Fletcher S. y Brown L. (2002) Incorporation of groundwater modelling in the sustainable management of groundwater resources. In: Sustainable groundwater development. Hiscock K. M., Rivett M. O. y Davison R. M. (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, v. 193, p. 83-90.
- Hutson S. S., Strom E. W., Burt D. E. y Mallory M. J. (2000) Simulation of projected water demand and ground-water levels in the Coffee Sand and Eutaw-McShan aquifers in Union County, Mississippi, 2010 through 2050. United States Geological Survey, Nashville, Tennessee, Water-Resources Investigations Report 00-4268, 36 p.
- IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua) (1996) Estabilización y aumento de la productividad del acuífero de la Laguna Seca, Guanajuato, 75 p.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (1981) Síntesis geográfica de Guanajuato. Coordinación Nacional de Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, Secretaría de Programación y Presupuesto, México, D. F., 198 p.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (1992) XI Censo General de Población y Vivienda, 1990. Aguascalientes, Ags.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (1997) Censo de Población y Vivienda, 1995. Aguascalientes, Ags.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (2000) XII Censo nacional de población y vivienda 2000, tabulados de la muestra censal. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F. 106 p.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (2001) XII Censo General de Población y Vivienda, 2000. Tabulados básicos. Aguascalientes, Ags.
- INIFAP (Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias) (1998) Elementos del clima en el estado de Guanajuato. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, Campo Experimental Norte de Guanajuato, Publicación especial n. 1, 155 p.
- Ingebritsen S. E. y Sanford W. E. (1998) Groundwater in geologic processes. 1^{ra} Edition, Cambridge University Press, New York, NY, USA, 341 p.
- Inman J. R. (1975) Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, v. 40, n. 5, p. 798-817.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climatic Change) (2001) Climate Change 2001: Impacts, adaptation, and vulnerability. McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J. y White K. S. (Eds.), Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1032 p.
- Jacob C. E. (1944) Notes on determining permeability by pumping test under watertable conditions. United States Geological Survey, Open File Report, 87 p.
- Jacobs J. M. y Satti S. R. (2001) Evaluation of reference evapotranspiration methodologies and AFSIRS crop water use simulation model. Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Internal Report, Palatka, FL, USA, 122 p.
- Jacqueminet C. y Sandrine G. (2002) Mahasthan (Bangladesh), an ancient indian city (4th c. BC/ early 3rd c. BC): The use of SPOT satellite images to study the paleoenvironment. Conference Proceedings, Conference on Space Applications for Heritage Conservation, International Space University, Strasbourg, France, 5-8 november 2002, p. 68-72.
- James E. W. y Henry C. D. (1993) Southeastern extent of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by Pb isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 116-126.
- Jamieson G. R. y Freeze R. A. (1983) Determining hydraulic conductivity distributions in a mountainous area using mathematical modeling. *Ground Water*, v. 21, n. 2, p. 168-177.
- Johnson N. M. (1995) Characterization of alluvial hydrostratigraphy with indicator semivariograms. *Water Resources Research*, v. 31, n. 12, p. 3217-3227.

- Johnson N. M. y Dreiss S. J. (1989) Hydrostratigraphic interpretation using indicator geostatistics. *Water Resources Research*, v. 25, n. 12, p. 2501-2510.
- Jones C. H., Unruh J. R. y Sonder L. J. (1996) The role of gravitational potential energy in active deformation in the southwestern United States. *Nature*, v. 381, p. 37-41.
- Kazmann R. G. (1956) "Safe yield" in ground-water development, reality or illusion?. American Society of Civil Engineers Proceedings, Irrigation and Drainage Division Journal, v. 82, n. IR3, p. 1103/1-1103/12.
- Kelly W. E. (1977) Geoelectrical sounding for estimating hydraulic conductivity. *Ground Water*, v. 15, p. 420-425.
- Kelly W. E. y Frohlich R. K. (1985) Relations between aquifer electrical and hydraulic properties. *Ground Water*, v. 23, n. 2, p. 182-189.
- Kelly W. E. y Reiter P. E. (1984) Influence of anisotropy on relations between aquifer hydraulic and electrical properties. *Journal of Hydrology*, v. 74, p. 311-321.
- Ketchum J. N., Donovan J. J. y Avery W. H. (2000) Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. *Hydrogeology Journal*, v. 8, p. 579-593.
- Kite G., Droogers P., Murray-Rust H. y de Voogt K. (2001) Modeling scenarios for water allocation in the Gediz basin, Turkey. Research Report 50, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 38 p.
- Koltermann C. E. y Gorelick S. M. (1996) Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, v. 32, n. 9, p. 2617-2658.
- Konikow L. F. (1986) Predictive accuracy of a ground-water model - lessons from a postaudit. *Ground Water*, v. 24, n. 2, p. 173-184.
- Köppen W. (1936) Das Geographische System der Klimate. In: Handbuch der Klimatologie, Köppen-Geiger. Bd. 1, Teil C, Berlin, Deutschland, 44 p.
- Kosinski W. K. y Kelly W. E. (1981) Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Ground Water*, v. 19, p. 163-171.
- Kowallis B. J., Swisher C. C., Carranza-Castañeda Ó., Miller W. E. y Tingey D. G. (1998) Fission-track and single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-fusion ages from volcanic ash layers in fossil-bearing pliocene sediments in Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 2, p. 161-165.
- Krabbenhoft D. P. y Anderson M. P. (1986) Use of groundwater model for hypothesis testing. *Ground Water*, v. 24, n. 2, p. 49-55.
- Khroda, G. (1996) Strain, social and environmental consequences, and water management in the most stressed water systems in Africa. In: Water Management in Africa and the Middle East, Challenges and Opportunities. Rached E., Rathgeber E. y Brooks D. B. (Eds.), International Development Research Centre, Ottawa, Canada. p. 105-133.
- Krüger A., Ulbrich U. y Speth P. (2002) Groundwater recharge in Northrhine-Westfalia predicted by a statistical model for greenhouse gas scenarios. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, v. 26, n. 11-12, p. 853-861.
- Labarthe-Hernández G. y Jiménez-López L. S. (1992) Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S. L. P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico n. 114, 31 p.
- Labarthe-Hernández G. y Jiménez-López L. S. (1994) Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito. S. L. P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico n. 120, 34 p., 2 mapas.
- Labarthe-Hernández G. y Tristán-González M. (1978) Cartografía geológica de la hoja San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico n. 59, 41 p.
- Labarthe-Hernández G., Tristán-González M. y Aranda-Gómez J. J. (1982) Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico n. 85, 208 p.
- Landon M. K., Rus D. L. y Harvey F. E. (2001) Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, v. 39, n. 6, p. 870-885.
- Lang B., Steinitz G., Sawkins F. J. y Simmons S. F. (1988) K-Ar age studies in the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, v. 83, p. 1642-1646.
- Lapham W. W. (1989) Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. United States Geological Survey, Water Supply Paper 2337, 35 p.
- Lapierre H., Ortiz L. E., Abouchami W., Monod O., Coulon C. y Zimmermann J. L. (1992a) A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 108, n. 1-3, p. 61-77.
- Lapierre H., Tardy M., Coulon C., Ortiz H. L. E., Bourdier J. L., Martínez-Reyes J. y Freydier C. (1992b) Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain du Guetvero (Mexique occidental). *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2478-2489.
- Lara-Hernández E. E. (1986) Cartografía geológica del área NW de la Hoja Aldama F14-C53, escala 1:50,000, Guanajuato, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Facultad de Geología Marina, Tesis Profesional, 79 p.
- Leake S. A. y Mock P. A. (1997) Dimensionality of ground water flow models. *Ground Water*, v. 35, n. 6, p. 930.
- Lee T. C. (1999) Applied mathematics in hydrogeology. 1ª. Edition, CRC Press Inc., Boca Ratón, FL, USA, 382 p.

- Liu M. (2001) Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: the role of gravitational collapse. *Tectonophysics*, v. 342, p. 407-433.
- Livaccari R. F. (1991) Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide orogeny, western United States. *Geology*, v. 19, p. 1104-1107.
- Llamas M. R. (1999) La inserción de las aguas subterráneas en los sistemas de gestión integrada. *Boletín Geológico Minero*, v. 10, n. 4, p. 9-26.
- Llamas M. R., Aguilar R., Arrojo P., Carcelén V., Custodio E. y Martí J. M. (2000) Water and ethics. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, serie A, n. 5, Fundación Marcelino Botín, Madrid, España, 99 p.
- Llamas J., Antigüedad I., Alain D., García J. y Díaz C. (1990) Relación entre las características físicas e hidrográficas de una cuenca. *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 5, n. 2, p. 33-38.
- Llamas M. R., Hernández-Mora N. y Martínez L. C. (2000) El uso sostenible de las aguas subterráneas. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, serie A, n. 1, Fundación Marcelino Botín, Madrid, España, 54 p.
- Lohman S. W. (1972a) Definitions of selected ground-water terms – revisions and conceptual refinements. United States Geological Survey, Water Supply Paper 1988, 21 p.
- Lohman S. W. (1972b) Ground-water hydraulics. Geological Survey professional paper 708. United States Government Printing Office, Washington, DC, USA, 70 p.
- Lohman S. W. (1977) Hidráulica subterránea. 1ª Edición, Editorial Ariel, Barcelona, España, 191 p.
- Long J. C. S., Remer J. S., Wilson C. R. y Witherspoon P. A. (1982) Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. *Water Resources Research*, v. 18, n. 3, p. 645-658.
- Lonsdale P. (1991) Structural pattern of the Pacific floor offshore peninsular California. In: The Gulf and the Peninsular Province of the Californias. Dauphin J. P. y Simoneit B. R. (Eds.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 87-125.
- Lozano-García M. S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M. y Urrutia-Fucugauchi J. (1993) Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, v. 40, p. 332-342.
- Loucks D. P. (2000) Sustainable water resources management. *Water International*, v. 25, n. 1, p. 3-10.
- Ludwig H. F., Potter J. F. y Snidvongs K. (1998) Facing up the environmental reality in the 21st century. *The Environmentalist*, v. 18, p. 131-134.
- Luers A. L., Lobell D. B., Sklar L. S., Addams C. L. y Matson P. A. (2003) A method for quantifying vulnerability, applied to the agricultural system of the Yaqui Valley, Mexico. *Global Environmental Change*, v. 13, n. 4, p. 255-267.
- Luhr J. F., Henry C. D., Housh T. B., Aranda-Gómez J. J. y McIntosh W. C. (2001) Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 6, p. 760-773.
- Maderey L. E. y Jiménez A. R. (1999) Los recursos hidrológicos del centro de México ante un cambio climático global. En: Gay-García C. (Ed.), México: una visión hacia el siglo XXI. El cambio climático en México. Capítulo III, Instituto de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., p. 39-53.
- Magaña V. (1999) Los impactos de El Niño en México. 1ª Edición, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF, 229 p.
- Magaña V., Conde C., Sánchez O. y Gay C. (1999) Evaluación de escenarios regionales de clima actual y de cambio climático futuro para México. En: Gay-García C. (Ed.), México: una visión hacia el siglo XXI. El cambio climático en México. Capítulo I, Instituto de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., p. 9-26.
- Mahlknecht J. (2003) Estimation of recharge in the Independence Aquifer, central Mexico, by combining geochemical and groundwater flow models. Ph. D. Thesis, Institute of Applied Geology, University of Agricultural and Life Sciences (BOKU) Vienna, Austria, 296 p.
- Mahlknecht J., Schneider J. F., Merkel B. J., Navarro de León I. y Bernasconi S. M. (2004a) Groundwater recharge and geochemical evolution in a semiarid sedimentary basin in Central México: Implications for the applicability of Mass Chloride Balance method. *Hydrogeology Journal*, v. 12, n. 5, p. 511-530.
- Mahlknecht J., Steinich B. y Navarro de León I. (2004b) Groundwater chemistry and mass transfers in the Independence aquifer, central Mexico, by using multivariate statistics and mass-balance models. *Environmental Geology*, v. 45, n. 6, p. 781-795.
- Manglik A. y Rai S. N. (2000) Modeling of water table fluctuations in response to time-varying recharge and withdrawal. *Water Resources Management*, v. 14, p. 339-347.
- Margat J. (1992) The over-exploitation of aquifers. en: Simmers I., Villarroja F. y Rebollo L. F. (Eds.), Selected papers on aquifer overexploitation, 23rd Cong. International Association of Hydrogeologists, v. 3, p. 29-40.
- Mark D. M. (1983) Automatic detection of drainage networks from digital elevation models. *Cartographica*, v. 21, n. 2/3, p. 168-178.
- Martínez-Luna V. M. (1980) Los factores geomorfológicos que rigen el comportamiento de la presa "Ignacio Allende", Guanajuato. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Serie Varia T. I, n. 6, 102 p.

- Martínez-Reyes J. (1987) Resumen de la geología y excursión a la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato. Programa y guía de la excursión, p. 50-70.
- Martínez-Reyes J. (1992) Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 8, 1 mapa de escala 1:100000, con texto explicativo al reverso.
- Martínez-Reyes J., Vassallo-Morales L. F. y Franco-Ibarra F. J. (1995) Geología y potencial minero de la porción central y poniente del estado de Guanajuato, la zona de la ex-reserva minera "León-Guanajuato". Parte I, Geología y metalogénesis de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, Gobierno del estado de Guanajuato, folleto de divulgación, 70 p.
- Martínez-Valenzuela B. y Nieto-Gamino L. F. (1987) Distribución de asentamientos prehispánicos en la porción central del río Laja. Tesis Colectiva, Escuela Nacional de Antropología e Historia. Instituto Nacional de Antropología, México, D. F., 97 p.
- Martz L. W. y Garbrecht J. (1992) Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers & Geosciences*, v. 18, n. 6, p. 747-761.
- Mason J. L. (1998) Ground-water hydrology and simulated effects of development in the Milford Area, an arid basin in Southwestern Utah. United States Geological Survey, Denver, Colorado, Profesional Paper 1409-G, 69 p.
- Maxey G. B. (1964) Hydrostratigraphic units. *Journal of Hydrology*, v. 2, p. 124-129.
- Mazáč O., Kelly W. E. y Landa I. (1985) A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*, v. 79, p. 1-19.
- Mazor E. y Nativ R. (1992) Hydraulic calculation of groundwater flow velocity and age: examination of the basic premises. *Journal of Hydrology*, v. 138, p. 211-222.
- Mbonu P. D. C., Ebeniro J. O., Ofoegbu C. O. y Ekine A. S. (1991) Geoelectric sounding for the determination of aquifer characteristics in parts of the Umuahia area of Nigeria. *Geophysics*, v. 56, n. 2, p. 284-291.
- McAuliffe J. R., Sundt P. C., Valiente-Banuet A., Casas A. y Viveros J. L. (2001) Pre-columbian soil erosion, persistent ecological changes, and collapse of a subsistence agricultural economy in the semi-arid Tehuacán Valley, Mexico's 'Cradle of Maize'. *Journal of Arid Environments*, v. 47, p. 47-75.
- McCuen R. H. (1998) Hydrologic analysis and design. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, USA, 814 p.
- McDonald M. G. y Harbaugh A. W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, Techniques of Water-Resources Investigations 06-A1, USGS, Reston, VA, USA, 576 p.
- McDowell F. W. y Clabaugh S. E. (1979) Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper 180*, p. 113-124.
- McDowell F. W. y Clabaugh S. E. (1981) The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 5, n. 2, p. 195-206.
- McDowell F. W. y Keizer R. P. (1977) Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479-1486.
- McDowell F. W., Roldán-Quintana J. y Amaya-Pérez R. (1997) Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 10, p. 1349-1360.
- Meisels A., Raizman S. y Karnieli A. (1995) Skeletonizing a DEM into a drainage network. *Computers & Geosciences*, v. 21, n. 1, p. 187-196.
- Meizner O. E. (1923) Outline of ground-water hydrology, with definitions. United States Geological Survey, Water Supply Paper 494, 71 p.
- Mendoza V. M., Villanueva E. E. y Adem J. (1997) Vulnerability of basins and watersheds in México to global climate change. *Climate Research*, v. 9, p. 139-145.
- Metcalf S. E., O'Hara S. L., Caballero M. y Davies S. J. (2000) Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico - A review. *Quaternary Science Reviews*, v. 19, n. 7, p. 699-721.
- Metcalf S., Say A., McCulloch R. y O'Hara S. (2002) Wet conditions during the last glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research*, v. 57, p. 91-101.
- Metcalf S. E., Street-Petrott F. A., O'Hara S. L., Hales P. E. y Petrott R. A. (1994) The paleolimnological record of environmental change: Examples from the arid frontier of Mesoamerica. In: Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives. Millington A. C. y Pye K. (Eds.), Wiley, New York, USA, p. 131-145.
- Miller R. B., Castle J. W. y Temples T. J. (2000) Deterministic and stochastic modeling of aquifer stratigraphy, South Carolina. *Ground Water*, v. 38, n. 2, p. 284-295.
- Miller W. E. y Carranza-Castañeda O. (1984) Late cenozoic mammals from Central Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 4, n. 2, p. 216-236.
- Miller W. E. y Carranza-Castañeda O. (1998) Importance of late tertiary carnivores and equids from the transmexican volcanic belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 2, p. 161-166.
- Mimikou M. A., Baltas E., Varanou E. y Pantazis K. (2000) Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators. *Journal of Hydrology*, v. 234, n. 1-2, p. 95-109.
- Monod O., Lapiere H., Chiodi M., Martínez-Reyes J., Calvet P., Ortiz-Hernández L. E. y Zimmermann J. L. (1990) Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central - la séquence volcano-plutonique de

- Guanajuato (Crétacé Inférieur). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, ser. 2, v. 310, p. 45-51.
- Monroy L. (1888) Las minas de Guanajuato. *Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, México, D. F.*, Tomo 10, 738 p.
- Mooser F. (1972) The Mexican Volcanic Belt - Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- Moore G., Marone C., Carmichael I. S. y Renne P. (1994) Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383-394.
- Moreno-García H. (1989) Haciendas de tierra y agua. 1ª. Edición, El Colegio de Michoacán, Guadalajara, Jalisco, México, 396 p.
- Mugica-Mondragón R. y Albarrán-Jacobo, J. (1983) Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano. Subdirección de Tecnología de Exploración, Instituto Mexicano del Petróleo, Informe interno del proyecto C-1156, México, D. F., 78 p.
- Murray L. C. y Halford K. J. (1999) Simulated effects of projected ground-water withdrawals in the Floridan aquifer system, Greater Orlando Metropolitan Area, East-Central Florida, United States Geological Survey, Tallahassee, Florida, Water-Resources Investigations Report 99-4058, 26 p.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983) North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, p. 841-875.
- Najjar R. G. (1999) The water balance of the Susquehanna River Basin and its response to climate change. *Journal of Hydrology*, v. 219, p. 7-19.
- Narashiman T. N. (1982) Multidimensional numerical simulation of fluid flow in fractured porous media. *Water Resources Research*, v. 18, n. 4, p. 1235-1247.
- Neuman S. P. (1975) Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed yield. *Water Resources Research*, v. 11, n. 2, p. 329-342.
- Neuman S. P. (1994) Generalized scaling of permeabilities: Validation and effect of support scale. *Geophysical Research Letters*, v. 21, n. 5, p. 349-352.
- Nielsen D. M. (1991) Practical handbook of ground-water monitoring. 1ª. Edición, Lewis Publishers Inc. Chelsea, MI, USA, 717 p.
- Nieto-Gamiño L. F. y Brown D. P. (2001) Río Laja. In: *The Oxford Encyclopedia of Mesoamerican Cultures: The Civilizations of Mexico and Central America*. Carrasco D. (Ed.), Oxford University Press, Oxford, England, v. 3, p. 76-78.
- Nieto-Samaniego Á. F. (1990) Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 9, n. 2, p. 146-155.
- Nieto-Samaniego Á. F. (1999) Stress, strain and fault patterns. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1065-1070.
- Nieto-Samaniego Á. F. y Alaniz-Alvarez S. A. (1995) Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1571-1577.
- Nieto-Samaniego Á. F. y Alaniz-Alvarez S. A. (1997) Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, v. 270, p. 197-206.
- Nieto-Samaniego Á. F., Ferrari L., Alaniz-Alvarez S. A., Labarthe-Hernández G. y Rosas-Elguera J. (1999) Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, n. 3, p. 347-363.
- Nieto-Samaniego Á. F., Macías-Romo C. y Alaniz-Álvarez S. A. (1996) Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, n. 1, p. 117-122.
- Nieto-Samaniego Á. F. y Alaniz-Álvarez S. A. (1994) La falla de San Miguel de Allende: Características y evidencias de su actividad cenozoica. 3a. Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Mexicana de Geomorfología, Guadalajara, Jalisco, p. 139-142.
- Nieto-Samaniego Á. F., Alaniz-Álvarez S. A. y Labarthe-Hernández G. (1997) La deformación cenozoica posaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 1, p. 13-35.
- Nieto-Samaniego Á. F., García-Dobarganes J. E. B. y Aguirre-Maese A. L. (1992) Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 10, n. 1, p. 1-5.
- Niwas S. y Singhal D. C. (1981) Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrology*, v. 50, p. 393-399.
- Niwas S. y Singhal D. C. (1985) Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrology*, v. 82, p. 143-153.
- Nixon G. T., Demant A., Armstrong R. L. y Harakal J. E. (1987) K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 109-158.
- NRC (National Research Council) (1990) Groundwater models: Scientific and regulatory applications. 1ª. Edition, National Academy Press, Washington, D.C. USA, 303 p.

- NRC (National Research Council) (1995) Mexico's city water supply, improving the outlook for sustainability. National Academies Press, Washington, D. C., USA, 123 p.
- NRC (National Research Council) (1996) Rock fractures and fluid flow. Contemporary understanding and applications. 1st. Edition, National Academy Press, Washington, D.C. USA, 551 p.
- NRC (National Research Council) (2002) Predictability and limits-to-prediction in hydrologic systems. 1st. Edition, National Research Council, National Academy Press, Washington, DC, United States, 130 p.
- OCDE (Organisation for Economic Co-operation and Development) (1996) The environmental information system of Mexico. Organisation for Economic Co-operation and Development. Report OCDE/GD(96) 172, Paris, 45 p.
- OECD (Organisation for Economic Co-operation and Development) (1999) Water consumption and sustainable water resources management. Organisation for Economic Co-operation and Development, Paris, France, 64 p.
- O'Hara S. L., Metcalfe S. E. y Street-Perrott F. A. (1994) On the arid margin: the relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of central Mexico. *Chemosphere*, v. 29, p. 965-981.
- Ohngemach D. (1973) Análisis polínico de los sedimentos del Pleistoceno reciente y del Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala. Proyecto Puebla-Tlaxcala, *Comunicaciones*, v. 7, p. 47-49.
- Orozco-Esquivel T., Nieto-Samaniego A. F. y Alaniz-Alvarez S. A. (2002) Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 37-56.
- Ortega-Gutiérrez F., Mitre-Salazar L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez J. J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Álvarez S. A. y Nieto-Samaniego Á. F. (1992) Carta geológica de la República Mexicana. 5^{ta} Edición, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa y texto explicativo 74 p.
- Ortiz-Hernández L. E. (1988) Metamorfismo suboceánico de pillow-lavas y filones doleríticos de la zona La Luz-El Cubilete, estado de Guanajuato. Sociedad Geológica Mexicana, IX Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, México, D. F., p. 115-116.
- Ortiz-Hernández L. E., Chiodi M., Lapiere H., Monod O. y Calvet P. (1990) El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato - Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 9, n. 2, p. 126-145.
- Palacios V. E. (1994) Métodos de distribución y eficiencias en el uso del agua en los sistemas de riego. Diplomado en diagnóstico, planeación, uso eficiente del agua y la energía eléctrica y mejoramiento de las URDERAL. Colegio de Postgraduados. Montecillo, México, p. 1-15.
- Palermo A. (1990) México prehispánico. Ensayos sobre evolución y ecología. 1^a Edición, Dirección General de Publicaciones, Consejo Nacional para la Cultura y las Artes, México, D. F., 499 p.
- Parkhurst D. L. y Appelo A. A. J. (1999) User's guide to PHREEQC (version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical modeling. United States Geological Survey, Reston, VA, USA, Water Resources Investigation Report 99-4259, 223 p.
- Parsons T., Thompson G. A. y Sleep N. (1994) Mantle plume influence on the Neogene uplift and extension of the U.S. western Cordillera?. *Geology*, v. 22, p. 83-86.
- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V. H., Tibaldi A. y Vezzoli L. (1991) Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH 072, 1 sheet, 21 p.
- Pérez-Venzor J. A., Aranda-Gómez J. J., McDowell F. y Solorio-Munguía J. G. (1996) Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 13, n. 2, p. 174-183.
- Phillips F. M. y Wilson J. L. (1989) An approach to estimating hydraulic conductivity spatial correlation scales using geological characteristics. *Water Resources Research*, v. 25, n. 1, p. 141-143.
- Plummer L. N., Prestemon E. C. y Parkhurst D. L. (1991) An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path. United States Geological Survey, Reston, VA, USA, Water Resources Investigations Report 91-4078, 210 p.
- Poeter E. P. y McKenna S. A. (1998) Combining geologic information and inverse parameter estimation to improve ground water models. In: Hydrogeologic models of sedimentary aquifers. Fraser G. S. y Davis J. M. (Eds.), SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in hydrogeology and environmental geology, n. 1, p. 171-188.
- Pollock D. W. (1994) User's guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, version 3: a particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water model. United States Geological Survey, Reston, VA, USA, Open-File Report 94-464, 234 p.
- Ponce S. B. F. y Clark K. F. (1988) The Zacatecas mining district: A Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization. *Economic Geology*, v. 83, p. 1668-1682.
- Powell P. W. (1977) La Guerra Chichimeca (1550-1600). 1^a. Edición, Fondo de Cultura Económica, México, D. F., 308 p.
- PTF (1996) Diagnóstico técnico para el uso eficiente del agua y la energía eléctrica en los sistemas de bombeo de agua para riego en 130 pozos en el estado de Guanajuato. PTF Consultores, Diagnóstico Eficace, Guanajuato, Guanajuato, 63 p.

- PTF (1997) Diagnóstico técnico para el uso eficiente del agua y la energía eléctrica en los sistemas de bombeo de agua para riego en 91 pozos del estado de Guanajuato. PTF Consultores, Diagnóstico Eficace, Guanajuato, Guanajuato, 32 p.
- Pulido-Bosch A. (1998) Problemática de la sobreexplotación de acuíferos en el Sudeste Español. En: Memorias del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, Castellanos J. Z. R., Carrillo-Rivera J. J. y Hernández Yáñez C., Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, 7-9 de diciembre de 1998, León, Guanajuato, México, p. 48-60.
- Pulido-Bosch A., Morell I. y Andreu J. M. (1997) Hydrogeochemical effects of the groundwater mining of the Sierra de Crevillente (Alicante, Spain). *Environmental Geology*, v. 26, p. 232-239.
- Quintero-Legorreta O. (1992) Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 10, n. 1, p. 6-25.
- Raisz E. (1964) Landforms of Mexico. Map scale 1:4'000,000. 2nd. Edition, Naval Research, Cambridge, United Kingdom, 1 p.
- Randall J. A., Saldaña A. E. y Clark K. F. (1994) Exploration in a volcano plutonic center at Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, v. 89, p. 1722-1751.
- Ramireddygari S. R., Sophocleous M. A., Koelliker J. K., Perkins S. P. y Govindaraju R. S. (2000) Development and application of a comprehensive simulation model to evaluate impacts of watershed structures and irrigation water use on streamflow and groundwater: the case of Wet Walnut Creek Watershed, Kansas, USA. *Journal of Hydrology*, v. 236, p. 223-246.
- Reed T. B. (2003) Recalibration of a ground-water flow model of the Mississippi River Valley alluvial aquifer of northeastern Arkansas, 1918-1998, with simulations of water levels caused by projected ground-water withdrawals through 2049. United States Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 03-4109, 58 p.
- Reilly T. E. (2001) System and boundary conceptualization in ground-water flow simulation. United States Geological Survey, Reston, VA, USA, Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey, Book 3, Applications of Hydraulics, Chapter B8, 30 p.
- Rojstaczer S. A. (1994) The limitations of groundwater models. *Journal of Geological Education*, v. 42, p. 362-368.
- Rosegrant M. W. (1997) Water resources in the twenty-first century: Challenges and implications for action. Food, Agriculture, and the Environment Discussion Paper 20, International Food Policy Institute, Washington, USA, 28 p.
- Rosen M. R., Bright J., Carran P., Stewart M. K. y Reeves R. (1999) Estimating rainfall recharge and soil water residence times in Pukekohe, New Zealand, by combining geophysical, chemical, and isotopic methods. *Ground Water*, v. 37, n. 6, p. 836-844.
- Rosenberg N. J., Epstein D. J., Wang D., Vail L., Srinivasan R. y Arnold J. G. (1999) Possible impacts of global warming on the hydrology of the Ogallala Aquifer Region. *Climatic Change*, v. 42, p. 677-692.
- Rosenberry D. O. y Winter T. C. (1997) Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology*, v. 191, p. 266-289.
- Rovey C. W. I. (1998) Digital simulation of the scale effect in hydraulic conductivity. *Hydrogeology Journal*, v. 6, p. 216-225.
- Rovey C. W. I. y Cherkauer D. S. (1995) Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water*, v. 33, n. 5, p. 769-780.
- Ruiz J., Patchett P. J. y Arculus R. J. (1988) Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-42.
- Ruiz J., Patchett P. J. y Arculus R. J. (1990) Reply to "Comments on Nd-Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary volcanics in Mexico", by K. L. Cameron and J. V. Robinson. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, 615-618.
- Rushton K. R. y Wedderburn L. A. (1973) Starting conditions for aquifer simulations. *Ground Water*, v. 11, n. 1, p. 37-42.
- SAGAR (Secretaría de Agricultura y Ganadería) (1999) Anuario estadístico de la producción agrícola de los Estados Unidos Mexicanos, 1998. Secretaría de Agricultura y Ganadería, México, D.F. 87 p.
- SAGARPA (Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación) (2003) Anuario estadístico de la producción agrícola por municipio. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación. Servicio de Información y Estadística Agroalimentaria y Pesquera. México, D. F., (<http://www.sagarpa.gob.mx>).
- Salama R. B., Tapley L, Ishii T. y Hawkes G. (1994) Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, v. 162, p. 119-141.
- Sánchez J. A., Coloma P. y Pérez A. (1999) Sedimentary processes related to the groundwater flows from the Mesozoic Carbonate Aquifer of the Iberian Chain in the Tertiary Ebro Basin, northeast Spain. *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 201-213.
- Sánchez-Vila X., Carrera J. y Girardi J. P. (1996) Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology*, v. 183, p. 1-22.
- Sandstrom K. (1995) Modeling effects of rainfall variability on groundwater recharge in semi-arid Tanzania. *Nordic Hydrology*, v. 26, p. 313-330.

- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos) (1981) Actualización del estudio geohidrológico de la Cuenca Alta del Río La Laja, Guanajuato. Estudio realizado por la empresa Geohidrológica Mexicana S. A. para la Dirección General de Aprovechamientos Hidráulicos de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, México, D. F. 178 p.
- Scholz R. W., Mieg H. A. y Oswald J. E. (2000) Transdisciplinarity in groundwater management - towards mutual learning of science and society. *Water, Air and Soil Pollution*, v. 123, p. 477-487.
- Schulze-Makuch D., Carlson D. A., Cherkauer D. S. y Malik P. (1999) Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Ground Water*, v. 37, n. 6, p. 904-919.
- Scott C. A. y Garcés C. R. (1999) Conjunctive management of surface water and groundwater in the middle Río Lerma Basin, Mexico. In: Recursos hídricos: Crisis, Soluciones y Visión Futura. Boone L. (Ed.) Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura, Montevideo, Uruguay, p. 2-13.
- SDAyR (Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural) (1996a) Diagnóstico del medio físico de la cuenca Laguna Seca mediante el uso de SIG. Realizado por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua para el Gobierno del Estado de Guanajuato. Jiitepec, Morelos, 74 p.
- SDAyR (Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural) (1996b) Propuesta para la rehabilitación de la cuenca de la Laguna Seca, Guanajuato. Realizado por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua para el Gobierno del Estado de Guanajuato. Jiitepec, Morelos, 68 p.
- SDAyR (Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural) (2000a) Atlas geográfico, estadístico y agropecuario. Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural, Gobierno del Estado de Guanajuato, Guanajuato, Gto., 1 CD-ROM.
- SDAyR (Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural) (2000b) Programas de apoyo para el sector agropecuario del estado de Guanajuato. Secretaría de Desarrollo Agropecuario y Rural, Gobierno del Estado de Guanajuato, Guanajuato, Gto., (www.guanajuato.gob.mx/sda/programas/cultivosde_ferrosajes.html).
- Seaber P. R. (1988) Hydrostratigraphic units. In: The Geology of North America. Back W., Rosenshein J. S. y Seaber P. R. (Eds.), The Geological Society of America, v. O-2, Hydrogeology, Boulder, CO, USA, p. 9-14.
- Sedlock R., Ortega-Gutiérrez G. F. y Speed R. C. (1993) Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Severinghaus J. y Atwater T. (1990) Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. In: Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada. Wernicke B. P. (Ed.). The Geological Society of America, Memoir n. 176, p. 1-22.
- Sonder L. J. y Jones C. H. (1999) Western United States extension: how the west was widened. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v. 27, p. 417-462.
- Sophocleous M. (1997) Managing water resources systems - Why "Safe Yield" is not sustainable. *Ground Water*, v. 35, n. 4, p. 561.
- Sophocleous M. (1998) On the elusive concept of safe yield and the response of interconnected stream-aquifer systems to development. In: Sophocleous M. (Ed.) Perspectives on sustainable development of water resources in Kansas. Kansas Geological Survey Bulletin, v. 239, p. 61-85.
- Sophocleous M. (2000a) From safe yield to sustainable development of water resources - the Kansas experience. *Journal of Hydrology*, v. 235, n. 1-2, p. 27-43.
- Sophocleous M. (2000b) The origin and evolution of the safe-yield policies in the Kansas Groundwater Management Districts. *Natural Resources Research*, v. 9, n. 2, p. 99-110.
- Sophocleous M. y Devlin J. F. (2004) The water budget myth revisited: Why hydrogeologists model - Discussion. *Ground Water*, v. 42, n. 4, p. 618.
- Sophocleous M. y Perkins S. P. (2000) Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *Journal of Hydrology*, v. 236, p. 185-201.
- Sophocleous M., Koelliker J. K., Govindaraju R. S., Birdie T., Ramireddygarl S. R. y Perkins S. P. (1999) Integrated numerical modeling for basin-wide water management: The case of the Rattlesnake Creek basin in south-central Kansas. *Journal of Hydrology*, v. 214, p. 179-196.
- SPP (Secretaría de Programación y Presupuesto) (1980) Síntesis geográfica de Guanajuato. Coordinación de Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F., 53 p. y 17 mapas.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1959) El aprovechamiento del agua y del suelo en México 1958, Secretaría de Recursos Hidráulicos, México, D.F., 317 p.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1970) Estudio geohidrológico de la cuenca grande del Río Laja, Guanajuato. Realizado por la empresa Hidrotec S. A. para la Dirección General de Estudios de la Secretaría de Recursos Hidráulicos, bajo el contrato EI-71-35, clave no. AS-95, México, D. F., 213 p.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1971) I Seminario Latinoamericano sobre la Evaluación Sistemática de Recursos de Tierras y Aguas. Secretaría de Recursos Hidráulicos, México, D.F., 483 p.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1972) Estudio hidrogeológico de la cuenca grande del Río Laja, Guanajuato. Secretaría de Recursos Hidráulicos, 276 p.
- Stock J. M. y Hodges K. V. (1989) Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, v. 8, p. 99-115.

- Sukhija B. S., Reddy D. V., Nagabhushanam P. y Chand R. (1988) Validity of the environmental chloride method for recharge evaluation of coastal aquifers, India. *Journal of Hydrology*, v. 99, p. 349-366.
- Sukhija B. S., Nagabhushanam P. y Reddy D. V. (1996) Groundwater recharge in semi-arid regions of India: An overview of results obtained using tracers. *Hydrogeology Journal*, v. 4, n. 3, p. 50-71.
- Suter M., Carrillo M., López M. Farrar E. (1995) The Aljibes half-graben, active extension at the boundary between the trans-Mexican Volcanic Belt and the southern Basin and Range. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 627-641.
- Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O. y Carrillo-Martínez M. (2001) Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 6, p. 693-703.
- Tardy M., Lapiere H., Freydier C., Coulon C., Gil J. B., Mercier de Lépinay B., Beck C. Martínez-Reyes J., Talavera M. O., Ortiz-Hernández L. E., Stein G., Bourdier J. L., e Yta M. (1994) The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Taylor P. S. (1971) Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, Mexico. Ph. D. Thesis, Dartmouth College, New Hampshire, USA, 139 p.
- Theis C. V. (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *American Geophysical Union Transactions*, v. 16, p. 519-524.
- Theis C. V. (1940) The source of water derived from wells: Essential factors controlling the response of an aquifer to development. *Civil Engineer*, v. 10, p. 277-280.
- Ting C. S., Kerh T. y Liao C. J. (1998) Estimation of groundwater recharge using the chloride mass-balance method, Pingtung Plain, Taiwan. *Hydrogeology Journal*, v. 6, p. 282-292.
- TNRCC (Texas Natural Resource Conservation Commission) (1997) The Watershed Delineator. Austin, TX, USA, 1 CD-ROM.
- Todd D. K. (1980) Groundwater hydrology, 1^{ra}. Edition, John Wiley & Sons, Inc., New York, USA, 535 p.
- Tóth J. (1962) A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, v. 67, n. 11, p. 4375-4387.
- Tóth J. (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 68, n. 16, p. 4795-4812.
- Tóth J. (1966) Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta, Canada. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, v. 16, n. 2, p. 20-68.
- Tóth J. (1970) A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, v. 10, p. 164-176.
- Tóth J. (1984) The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of groundwater. In: Proc. of the first canadian/american conference on hydrogeology. Practical applications of ground water geochemistry. Hitchon B. y Wallick E. L (Eds.). Worthington, Ohio, USA, p. 3-39.
- Tóth J. (1995) Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, v. 3, n. 4, p. 4-16.
- Tóth J. (1999) Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, v. 7, n. 1, p. 1-14.
- Tóth J. (2000) The key to improvements in aquifer protection: Analytical hydrogeology. En: Perrochet P. y Bouzelboudjen M. (Eds.), *Écoulement et transport en milieux fortement hétérogènes*. Troisième Cycle Romand en Sciences de la Terre. Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, Centre d'Hydrogéologie, 17-19 April, Neuchâtel, 12p.
- Townley L. R. (1995) The response of aquifers to periodic forcing. *Advances in Water Resources*, v. 18, p. 125-146.
- Tristán-González M. (1986) Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico n. 107, 91 p.
- Turc L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formulation simplifiée et mise à jour. *Annales de Agronomie*, v. 12, p. 13-49.
- UNAM-CODER (Universidad Nacional Autónoma de México - Consejo para el Desarrollo Regional de Guanajuato) (2000) Proyecto para el manejo sustentable del agua subterránea en la Cuenca de la Independencia, municipios de San José Iturbide, Dr. Mora, San Luis de la Paz, San Diego de la Unión, San Felipe, Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende, Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F. 107 p.
- UNEP (United Nations Environment Programme) (2002) Global Environment Outlook 3, past, present and future perspectives. United Nations Environment Programme. 1^{ra}. Edition, Earthscan Publications Ltd., Sterling, VA, USA, 426 p.
- Vaccaro J. J. (1992) Sensitivity of groundwater recharge estimates to climate variability and change, Columbia Plateau, Washington. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v. 97(D3), p. 2821-2833.
- Valdez-Moreno G., Aguirre-Díaz G. J. y López-Martínez M. (1998) El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato - Un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 2, p. 181-197.
- van der Kamp G. y Maathuis H.(1991) Annual fluctuations of groundwater levels as a result of loading by surface moisture. *Journal of Hydrology*. v. 127, p. 137-152.

- van Overmeeren R. A. (1998) Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*, v. 40, p. 1-18.
- Varni M. R. y Usimoff E. J. (1999) Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrogeology Journal*, v. 7, p. 180-187.
- Vassallo L. F., Solís S. y Garduño C. (1998) Geología de la Sierra de los Cuarzos, límite Guanajuato-Querétaro. Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes, p. 107.
- Verna S. P. (1985) Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 7-19.
- Verna S. P., López-Martínez M. y Terrel D. J. (1985) Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 31-45.
- Villarelo-Torres J. D., Flores-Reyes T. y Robles R. (1906) Étude de la Sierra de Guanajuato. Congreso Geológico Internacional X, México, D. F., Guía de excursión 15, 33 p.
- von Wobeser G. (1989) La formación de la hacienda en la época colonial. El uso de la tierra y el agua. 1ª. Edición, Instituto de Investigaciones Históricas, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., 220 p.
- Vuelvas M. A. C., Galván F. C., Chacón R. M. y Arreola J. M. T. (1990) Análisis de la problemática del agua y perspectivas para la modernización de su uso en la agricultura de Guanajuato. Memorias del Simposium celebrado en la Ciudad de Celaya, Guanajuato, 5, 6 y 7 de Diciembre de 1990, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias, Centro de Investigaciones Forestales y Agropecuarias de Guanajuato, Campo Experimental Bajío. Publicación Especial No. 27, 200 p.
- Vuelvas M. A. C., Arreola J. M. T. y Chacón R. M. (1994) Estrategia integral para el uso racional del agua en la agricultura del estado de Guanajuato. 2º Informe del Proyecto O/I 93/94, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Gobierno del Estado de Guanajuato, Comisión Nacional del Agua, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias, Celaya, Guanajuato, 40p.
- Vukovic M. y Soro A. (1992) Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition. 1ª. Edición. Water Resources Publications, Littleton, CO, USA, 83 p.
- Wandke A. y Martínez J. (1928) The Guanajuato mining district, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, v. 23, p. 1-44.
- Wang H. F. y Anderson M. P. (1982) Introduction to groundwater modeling. 1ª. Edición, Academic Press Inc., San Diego, CA, USA, 237 p.
- Ward D. S., Buss D. R., Mercer J. W. y Hughes S. S. (1987) Evaluation of a groundwater corrective action at the Chem-Dyne hazardous waste site using a telescopic mesh refinement modelling approach. *Water Resources Research*, v. 23, n. 4, p. 603-617.
- Wark D. A., Kempter K. A. y McDowell F. W. (1990) Evolution of waning, subduction-related magmatism, northeastern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1555-1564.
- Watts W. A. y Bradbury J. P. (1982) Paleocological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, v. 17, p. 56-70.
- Webb E. K. (1994) Simulating the three-dimensional distribution of sediment units in braided-stream deposits. *Journal of Sedimentary Research*, v. B64, n. 2, p. 219-231.
- Webb E. K. (1995) Simulation of braided-channel topology and topography. *Water Resources Research*, v. 31, n. 10, p. 2603-2611.
- Webb E. K. y Anderson M. P. (1996) Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resources Research*, v. 32, n. 3, p. 533-545.
- Weeks E. P. (1964) Field methods for determining vertical hydraulic permeability and aquifer anisotropy. Geological Survey Professional Papers, United States Geological Survey, Madison, WI, USA, 18 p.
- Weeks E. P. (1969) Determining the ratio of horizontal to vertical permeability by aquifer-test analysis. *Water Resources Research*, v. 5, n. 1, p. 196-214.
- Wen X.-H. y Gómez-Hernández J. J. (1996) Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: An overview. *Journal of Hydrology*, v. 183, n. , p. 9-32.
- Wernicke B., Axen G. J. y Snow J. K. (1988) Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1738-1757.
- Westaway R. (1989) Northeast Basin and Range province active tectonics: An alternative view. *Geology*, v. 17, p. 779-783.
- Winter T. C. (1999) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, v. 7, n. 1, p. 28-45.
- Wittich E. L. (1909) Algunos datos preliminares sobre los diques de apilito-pegmatita, cerca de Silao, Guanajuato. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 6, p. 173-179.
- WRI (World Resources Institute) (2000) World Resources 2000-2001, people and ecosystems: The frying web of life. New York, NY, USA, Oxford University Press, 400 p.
- Wright D. C. C. (1988) Conquistadores otomíes en la Guerra Chichimeca: dos documentos en el Archivo General de la Nación. 1ª. Edición, Secretaría de Cultura y Bienestar Social, Gobierno del Estado de Querétaro, Querétaro, México, 109 p.
- Wright D. C. C. (1998) La conquista del Bajío y los orígenes de San Miguel de Allende. 1ª. Edición, Fondo de Cultura Económica, México, D. F., 158 p.

- Yadav G. S. (1995) Relating hydraulic and geoelectric parameters of the Jayant aquifer, India. *Journal of Hydrology*, v. 167, p. 23-38.
- Yu, Z. (1997) Application of vector and parallel supercomputers to ground-water flow modeling. *Computers & Geosciences*, v. 23, n. 9, p. 917-927.
- Zeedyk B. y Nicholson V. (1999) Extracción de arena y grava de los ríos. Programa dirigido al manejo de recursos naturales en cauces del estado de Guanajuato. United States Department of Agriculture – Sociedad Audubon de México, A. C., San Miguel de Allende, Guanajuato, 21 p.
- Zimmermann J. L., Stein G., Lapiere H., Vidal R., Campa M. F. y Monod O. (1990) Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et de l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato). Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre 13, Grenoble, France, p. 127.
- Zhang Z. y Brusseau M. L. (1998) Characterizing three-dimensional hydraulic conductivity distributions using qualitative and quantitative geologic borehole data: Application to a field site. *Ground Water*, v. 36, n. 4, p. 671-678.
- Zhu C. y Murphy W. M. (2000) On radiocarbon dating of ground water. *Ground Water*, v. 38, n. 6, p. 802-804.
- Zuber A., Weise S. M., Osenbrück K., Pajnowska H. y Grabczak J. (2000) Age and recharge pattern of water in the Oligocene of the Mazovian basin (Poland) as indicated by environmental tracers. *Journal of Hydrology*, v. 233, p. 174-188.